TEKTONIK, GEBIRGSSCHLÄGE UND VERERZUNG IM BLEI-ZINKBERGBAU RAIBL (CAVE DEL PREDIL), ITALIEN

Matthias Zeller

1970

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548809_0025

TEKTONIK, GEBIRGSSCHLÄGE UND VERERZUNG IM BLEI-ZINKBERGBAU RAIBL (CAVE DEL PREDIL), ITALIEN

Inauguraldissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Matthias Zeller

aus

Berlin

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

1. Berichterstatter: Prof.Dr.H.-J. SCHNEIDER
2. Berichterstatter: Prof.Dr.V.JACOBSHAGEN
Tag der mündlichen Prüfung: 15.5.1970

Tag der Promotion: 22. JULI 1970

Fotodruck: Mikrokopie GmbH, 8 München 22, Bruderstraße 9

Vorwort

Die vorliegende lagerstättenkundliche Arbeit fertigte ich auf Anregung meines hochverehrten Lehrers Herrn Professor Dr. H.-J. Schneider in den Jahren 1967 bis 1970 an. Ihm bin ich für die zahlreichen Hinweise und Ratschläge, die für den Fortgang der Arbeit von großer Bedeutung waren, zu großem Dank verpflichtet.

Besonderen Dank schulde ich der AMMI / SpA, Rom und dem Chefgeologen Herrn Dr. W. Münch für die großzügige finanzielle Unterstützung, die ich während meiner Tätigkeit in der Grube erhielt. Ferner sei an dieser Stelle für die gute Zusammenarbeit mit der Grubenverwaltung und -belegschaft in Raibl gedankt.

Die präparativen Arbeiten konnte ich am Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin durchführen. Herrn Professor Dr.H.-J. Schneider danke ich für die Arbeitsmöglichkeiten an den apparativen Einrichtungen seines Institutes.

Meinen deutschen und italienischen Kollegen möchte ich für manche anregende Diskussion zur Klärung von Problemen meinen Dank aussprechen, besonders Herrn Dr.K.Germann, der sich intensiv mit Teilproblemen dieser Arbeit beschäftigt hat.

Inhalt

0.1	Einleitung	6
0.2	Historischer Abriß	6
0.3	Der gegenwärtige Bergbaubetrieb	8
0.4	Problemstellung	9
1.	Stratigraphie	10
1.1	Regionaler Überblick	10
1.2	Ladinischer Kalk-Dolomit-Komplex	11
1.21	Untere Kalk-Dolomit-Serie	12
1.22	Kalkig-tuffitische Serie	13
1.23	Obere Kalk-Dolomit-Serie	17
1.231	Feinlaminierte Kalke und Dolomite	18
1.232	Schichtkonkordante grüne tonige Linsen	20
1.233	Sedimentäre Brekzie	21
1.3	Raibler Schichten	25
1.31	Untere erzführende Serie	25
1.32	Zum Problem der Grenzziehung Ladin/Karn	26
2.	Tektonischer Bauplan	30
2.1	Regionaler Überblick	30
2.2	Geometrisches Prinzip der Bruchstörungen	30
2.3	Störungen im Lagerstättenbereich	32
2.31	Ausbildung der Störungszonen	32
2.32	Horizontaler Verlauf der Störungen	36
2.33	Vertikaler Verlauf der Störungen	41
2.4	Ältere Deformationspläne	43
3.	Tektonik und Gebirgsschläge	47
3.1	Definition Gebirgsschlag - Bergschlag	48
3.2	Erscheinungsformen der Gebirgsschläge in Raibl	49
3.21	Räumliche Verteilung	51
3.22	Zeitliche Verteilung	54
3.23	Gebirgsschläge und Feuchtigkeit	58

3.3	Gesteinsspannungen	60
3.31	Natürliche, primäre Gesteinsspannungen	60
3.32	Künstliche, sekundäre Gesteinsspannungen	63
3.33	Lokale Kleinharnische	64
3.4	Gebirgsschläge und ältere Deformationspläne.	66
3.5	Folgerungen für den Bergbau	68
4.	Erzführung	69
4.1	Mineralbestand	69
4.2	Vererzungstypen	73
4.21	Diffuse Zinkblendeerze	73
4.22	Schichtige Zinkblendevererzung	74
4.23	Stockförmige Erzkörper	77
4.24	Gangförmige Erzkörper	80
5.	Vererzung und Nebengestein	82
5.1	Nebengesteinsfazies	83
5.2	Diagenetische Veränderungen	85
5.3	Paläogeographische Entwicklung	88
5.4	Geochemische Untersuchungen	91
5.41	Probenahme, Aufbereitung und Analysenmethode	92
5.42	Dolomitgehalt des Riffgesteins	93
5.43	Zinkgehalt des Riffgesteins	94
5.5	Zum Problem der stratigraphischen Position der Erzkörper	97
6.	Tektonik und Vererzung	99
7.	Genetische Erörterungen	103
	Zusammenfassung	106
	Literaturverzeichnis	109
	26 Abbildungen	

0.1 Einleitung

Die Blei-Zinklagerstätte Raibl liegt in den westlichen Julischen Alpen, die mit ihren vorwiegend mesozoischen Karbonatgesteinen die westliche Fortsetzung der Karawanken darstellen. Der Ort Cave del Predil (896 m NN), bei dem sich die Lagerstätte befindet, gehört zur norditalienischen Provinz Udine. Die jugoslawische Grenze ist nur drei, die österreichische 14 km vom Ort entfernt.

Das Erzvorkommen befindet sich in mitteltriassischen Karbonatgesteinen. Der größte Teil der Erze erstreckt sich entlang parallelen, fast saiger stehenden NS-Störungen. Daneben gibt es stockförmige Vererzungen. Die bisherigen Bearbeiter deuteten die Lagerstätte aszendent-telethermal-metasomatisch (Di COLBERTALDO u.a.).

Die Lagerstätte steht derzeit im Abbau, weshalb meine Untersuchungen durch den laufenden Betrieb große Unterstützung fanden. Als Kartengrundlage wurden die Grubenpläne aller Sohlen und topographische Karten des Lagerstättenbereiches verwendet. Ferner standen Luftbildpaare der näheren und weiteren Umgebung der Lagerstätte zur Verfügung. Bohrberichte, betriebsinterne Veröffentlichungen früherer geologischer Detailarbeiten und eine umfangreiche An- und Dünnschliffsammlung sowie eine Handstücksammlung konnten zur Vervollständigung der eigenen Studien herangezogen werden. Die Arbeiten unter- und übertage wurden in den Sommermonaten 1967 und 1968 in Raibl durchgeführt. In den Wintermonaten 1968 und 1969 erfolgten die Laborarbeiten am Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin.

0.2. Historischer Abriß

Der Bergbau auf Blei und Zink geht im Mt.Re (1912 m NN) um, der in der deutschsprachigen Literatur Königsberg genannt wird. Er ist zum größten Teil aus Wettersteinkalk und zum kleineren Teil aus Raibler Schichten aufgebaut.

Die erste urkundliche Erwähnung Raibls stammt aus dem Jahr 1399, als die Einwohner des heutigen Cividale, 20 km östlich von Udine, vom damaligen Bamberger Bischof die Erlaubnis er-

hielten, auf eigene Kosten eine Straße über den Predilpaß bei Raibl zu bauen. Von einem Bergbau wurde noch nichts erwähnt.

Im 15. Jhd. wandten sich die Bewohner des Kanaltales, als dort die Eisenindustrie zurückging, an ihren Bischof als Landesherrn mit der Bitte, bei Tarvis, 9 km nördlich von Raibl, nach Erz suchen zu dürfen. Es soll sich um Vitriol und Galmei gehandelt haben. 1456 wird der Name Osvaldo Rabel genannt, von dem sich der Ortsname Raibl ableiten soll.

Aus einer Holzabbauordnung von 1506 geht hervor, daß in der Umgebung von Tarvis zur Gewinnung von Blei Raubschlag in den Wäldern getrieben wurde. Im Laufe des 16. Jhd. war dann der Ruf Raibls als Bleibergwerk schon so groß, daß sich namhafte Gewerken fanden, unter ihnen auch die Fugger, das Erz abzubauen. In einem Bericht aus dieser Zeit wurde von einer Belegschaft von 60 Arbeitern gesprochen. Aus dem Jahr 1612 liegt eine Produktionsangabe von 3530 Zentnern Blei vor.

Einem Bericht von 1666 kann man entnehmen, daß das Erz "nierenförmig" vorliege. Ferner werden eine Erzmühle und ein Röstofen erwähnt. Im Jahr 1725 erschienen Angaben über die Arbeitszeit, die 8 Stunden pro Tag betrug. Den Förderern, d.h. den Arbeitern, die die Hunte schoben, wurde ein bestimmtes Arbeitssoll vorgeschrieben (Akkordarbeit). Ab 1734 erscheint in den Büchern der Name des Gewerken Struggl, nach dem die heutige Strugglstörung in der Lagerstätte benannt ist. 1761 gab es vier Gewerken in Raibl, die auf Blei und Galmei abbauten. Die Belegschaft soll aus 113 Mann bestanden haben. 1855 wurde in Raibl mehr Erz gefördert als in Bleiberg.

In der K.u.K.-Zeit verlagerte sich die Erzgewinnung mehr und mehr auf das Zink, wobei moderne Maschinen eingesetzt wurden. Die Lagerstätte blieb bis zum Friedensschluß von St.Germain 1919 bei Österreich, danach wurde das Südkärntner Gebiet mit Raibl Italien angeschlossen. (Zur Geschichte des Bergbaues vgl. WIESSNER 1951).

Bis 1956 baute die Società di Raibl die Erze ab, bis 1963 die Pertusola und seit 1.7.1963 betreibt die AMMI (Agenda Mineraria Metallurgica Italiana, Sitz Rom) den Bergbaubetrieb.

0.3 Der gegenwärtige Bergbaubetrieb

Der Bergbau erstreckt sich auf dem Osthang des Piccolo Mt.Re (Kleiner Königsberg 1494 m NN). Das ca. 90 km lange untertägige Streckennetz ist auf etwa 30 Sohlen zwischen dem II. Andreas Lauf (498 m über Talniveau) und der XIX. Sohle (480 m unter Talniveau) verteilt. Der Höhenunterschied zwischen der höchsten und der tiefsten Sohle beträgt damit fast 1000 m. Der Clara-Schacht erschließt die Sohlen unter Talniveau bis zu einer Teufe von 440 m. Der Sohlenabstand beträgt im unteren, modernen Teil der Grubenanlage 40 m; jedoch wird nur jede zweite als Fördersohle benutzt. Der Hauptabbau geht heute zwischen der XIII. und der XVII. Sohle (240 - 400 m unter Talniveau) um.

Die Grubenanlage ist in zwei Großreviere untergliedert: a. über Talniveau, b. unter Talniveau. In einem Großrevier werden die Abbaureviere = cantieri mit Lokalnamen von Erzstöcken = colonne oder von Störungsnamen (Blättern) benannt, (cant. Bärenklamm, cant. Abendschlag etc.). Die Sohlen unter Talniveau werden durchnummeriert (0 bis XIX) im Gegensatz zu den Sohlen über der 0.Sohle (Talniveau 896 m NN), die italianisierte ehemals österreichische Eigennamen führen, z.B. Giovanni = Johanni-Lauf, Giuseppe = Josef-Lauf etc.

Auf den Sohlen über und unter Talniveau und in dem Tagebau Udo werden vorwiegend oxidische Erze abgebaut.

Das sulfidische Erz wird entlang den Störungsblättern im Firstenstoßbau und in den Erzstöcken im Kammer-Pfeiler-Bau hereingewonnen. Preßluftbetriebene Ladefahrzeuge und Schrapper transportieren das Erz zu den Rollöchern (fornelli), aus denen es auf den Fördersohlen abgezogen und dann zum Füllort gebracht wird. Auf der untersten Sohle zerkleinert eine Brecheranlage das Erz.

Mit einer automatischen Skip-Förderanlage wird das Erz zu Tage gebracht und gleich in die Aufbereitungsanlage geleitet, die sich nur wenige hundert Meter vom Schacht entfernt befindet. Sowohl das sulfidische als auch das oxidische Erz wird in einer Flotationsanlage zu einem Bleiglanz- und einem Zinkblendekonzentrat angereichert. Das Zinkkonzentrat wird mit

Lastkraftwagen zur Zinkhütte Nossa / Bergamasker Alpen gefahren. Das Bleikonzentrat wird in der Bleihütte Gailitz bei Arnoldstein/Österreich verhüttet.

Die Lagerstätte Raibl ist noch vor Bleiberg in Kärnten und Mezica in Jugoslawien in den südlichen Ostalpen eine der drei wirtschaftlich bedeutendsten Blei-Zinklagerstätten. Mit 593.930 t Roherzförderung (1964) hat Raibl eine höhere Förderleistung als Mezica (503.315 t /1964) und Bleiberg (ca. 200.000 t Roherz). Bleiberg hat aber wegen seines höheren Bleigehaltes (Zn : Pb = 1 :1,5) eine größere wirtschaftliche Bedeutung. Dagegen beträgt das Verhältnis von Zink zu Blei in Raibl wie in Mezica 6 : 1 bis 15 : 1.

Im Jahr 1966 lag die Roherzförderung Raibls bei 547.000 t mit einem durchschnittlichen Zinkgehalt von 5,33 %. Die daraus gewonnenen rund 27.000 t metallischen Zinks stellten 24 % der gesamten Zinkproduktion Italiens 1966 dar. Die Bleimetallgewinnung in Höhe von 4700 t (1966) hatte an der Gesamtproduktion Italiens dagegen nur einen Anteil von 13 %.

0.4 Problemstellung

Im Gegensatz zu genetisch analogen Pb-Zn-Lagerstätten der Ostalpen konzentriert sich die Erzführung in Raibl auf Störungen. Deshalb sollte durch eine tektonische Analyse der Zusammenhang zwischen einem ehemals herrschenden Spannungsplan, der Anlage der Störungen und der Mineralisation gefunden werden, wodurch dem Bergbaubetrieb eine Hilfe zur Aufsuchung weiterer Lagerstättenteile an die Hand gegeben werden soll.

Da die Förderung aus allen Abbaurevieren zusammen aufbereitet wird, ist keine quantitative Erfassung der Metallgehalte und der Blei-Zink-Verhältnisse in den einzelnen Revieren möglich. Deshalb sollen einzelne Erztypen und deren regionale Verteilung im Lagerstättenbereich auseinandergehalten werden.

Ein drittes Problem stellen die Gebirgsschläge in der Lagerstätte dar. Da sie sich während des Abbaues an den vererzten NS-Störungen auslösen, wird gefragt, auf welche Ursachen bzw. auf welche Komponenten eines Spannungsplanes die Gebirgsschläge zurückzuführen sind. Die Beantwortung dieser Frage ist von

großer Bedeutung für den laufenden Betrieb, da die Vorräte der Lagerstätte in tieferen Bereichen an den NS-Störungen bekannt sind und der Abbau in diesen Teufen durch Gebirgsschläge in zunehmendem Maße gefährdet wird.

Folgende vier Punkte werden Gegenstand der Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit sein:

1. schematische Klärung der Stratigraphie als Anhaltspunkt für die Tektonik
2. tektonisches Bauschema
3. Vererzung und Tektonik
4. rezente Tektonik, Gebirgsschläge.

1. Stratigraphie

1.1 Regionaler Überblick

Die Straße von Tarvis nach Raibl durchschneidet in einem NS-Profil den Nordflügel einer weitgespannten Synklinale, auf dem alle Schichten mit etwa 40 Grad nach SW eintauchen. Das Profil erschließt vom oberen Perm über die roten mergeligen Werfener Schichten, das Muschelkalkkonglomerat, die Buchensteiner Schichten, die hier eine Mächtigkeit von 700 m erreichen und sich im Liegenden mit den Konglomeraten des Anis verzahnen, und den Wettersteinkalk. Die Serien gehören in ihrer regionalen Stellung dem südlichen Kalkalpin an.

Der Hauptteil der Lagerstätte liegt im Wettersteinkalk, der um Raibl nur eine ungewöhnlich geringe Differenzierung erkennen läßt. Die hier lokal ausgebildete "Kalkig-tuffitische Serie" (ROMAGNOLI 1966) teilt den Wettersteinkalk etwa im oberen Viertel seiner Gesamtmächtigkeit von mindestens 2400 m in einen oberen und einen unteren Abschnitt.

Die Raibler Schichten sind durch den Bergbau mit der Galerie di Bretto in ihrer Gesamtmächtigkeit aufgeschlossen, doch wird nur in ihren unteren 100 m Erz abgebaut. Die Mächtigkeit der Raibler Schichten beträgt hier an ihrer Typolokalität 1000 m. Über ihnen folgt der gutgebankte Hauptdolomit, der nicht mehr in die Untersuchungen einbezogen wurde.

Nur in den östlichen Julischen Alpen finden sich noch jurassische und kretazische Sedimente, die ausführlich bei WINKLER v.HERMADEN (1936) beschrieben sind.

Sowohl die Grenzziehung im Liegenden und im Hangenden des Wettersteinkalkes als auch dessen Bezeichnung als Erzdolomit oder als Erzkalk ist in der Literatur nicht eindeutig (vgl. Abb. 1). Um eine stratigraphisch neutrale Gliederung des kalkig-dolomitischen Nebengesteins zu geben und den stratigraphischen Begriff "Wettersteinkalk" zu vermeiden, wird im folgenden von einem ladinischen Kalk-Dolomit-Komplex gesprochen, der durch die Kalkig-tuffitische Serie in eine untere und eine obere Kalkig-dolomitische Serie geteilt wird.

1.2 Ladinischer Kalk-Dolomit-Komplex

Im Rahmen dieser Arbeit wurde versucht, eine exaktere Aussage über die Mächtigkeit des ladinischen Kalk-Dolomit-Komplexes zu machen, da die Ansichten darüber in der Literatur stark variieren.

So geben KRAUS (1913) und TORNQUIST (1931), die die Lagerstätte eingehender beschrieben haben, leider keine Mächtigkeitszahlen an. In ihren Erläuterungen zur geologischen Karte des Blattes Pontebba geben GORTANI & DeSIO (1927) eine Mächtigkeit für das Ladin von null bis mehrere hundert Meter an. Di COLBERTALDO (1948) stellt Schwierigkeiten bei der Ermittlung der Mächtigkeit fest, da stratigraphische Leithorizonte in dem massigen Riffgestein fehlten. Offensichtlich hat er die im Grubenbereich gut leitenden Schichten der Kalkig-tuffitischen Serie nicht als Leithorizont verwendet. Er schätzt jedoch die Mächtigkeit auf etwa 1200 m. Auch RONAGNOLI (1966) stellt eine Mächtigkeit von rund 1000 m fest.

Diesen Angaben stehen doppelt so hohe Werte gegenüber. So berichtete RADCLIFF (1936) von 2000 m Wettersteinkalk für den näheren Lagerstättenbereich.

Da die Werte derart stark schwanken, wurde nach eigenen tektonischen und stratigraphischen Untersuchungen eine Rekonstruktion der Mächtigkeit vorgenommen: die einzelnen Blöcke zwischen den NS-Störungen wurden in Bezug auf die Grenze Kalkig-dolomitische Serie / Raibler Schichten entlang den Störungen so verschoben, daß ein stratigraphisches Normalprofil entstand (vgl. Abb.3). Man kann daraus entnehmen, daß die Erzkörper an der Bärenklammstörung im Norden der Lagerstätte (cont. NE)

1700 Schichtmeter unter den Raibler Schichten liegen. Nördlich der Bärenklammvererzung befindet sich nochmals ein etwa 700 m mächtiges Kalk-Dolomit-Paket. Somit ist also die Mächtigkeit mit mindestens 2400 m ermittelt, ein Wert, der wesentlich höher liegt, als die in der Literatur angegebenen. Die Mächtigkeit kann sich allerdings noch ändern, wenn in dem jetzt mit 700 m angegebenen Paket durch eingehende tektonische Studien Auf- oder Abschiebungen festgestellt würden.

> Zum Vergleich zur Mächtigkeit des Kalk-Dolomit-Komplexes um Raibl seien die entsprechenden Werte von Bleiberg mit 1100 m und von Mežica mit 1200 m genannt. Wir haben es also in Raibl mit einer ungewöhnlich großen Mächtigkeit des ladinischen Kalk-Dolomit-Komplexes zu tun, eine Tatsache, die wichtige Schlüsse auf die Paläogeographie des Raumes zuläßt.

ROMAGNOLI (1966) gliederte dieses für den Montangeologen unübersichtliche Paket in zwei Abschnitte, in einen "Dolomia inferiore" und in einen "Dolomia superiore". Beide Einheiten werden durch die "serie calcareo-tufacea", die "Kalkig-tuffitische Serie" getrennt (vgl. Abb.1).

Diese Zweigliederung des ladinischen Riffgesteins ist vor allem für den Bergmann von großem Interesse, für den Geologen dagegen hat sie einen geringeren stratigraphischen Wert, da die Kalkig-tuffitische Serie, wie im Rahmen dieser Arbeit festgestellt werden konnte, im Grubenbereich nach oben - paläogeographisch nach Norden - auskeilt. Daher läßt sich der Komplex nur im paläogeographischen Süden untergliedern.

1.21 Untere Kalk-Dolomitserie

Der "Dolomia inferiore" ist, wie die neuen Analysen zeigen, chemisch ein schwach dolomitischer Kalkstein mit einem durchschnittlichen Gehalt von 10 % Dolomit (vgl. Abb. 19) und damit keinesfalls durchgehend als Dolomit bzw. Kalk zu bezeichnen. Schon TORNQUIST (1931, S.144) wies auf die schwankende chemische Zusammensetzung hin und meinte, daß der "Erzdolomit" im Liegenden unter Abnahme des Magnesiumgehaltes in einen Kalk überginge, eine Beobachtung, die jetzt durch die Analysenreihen bestätigt worden ist (vgl. Kap. 5.42 und Abb. 19).

Fazziell unterscheidet sich die untere Serie nur unwesentlich

von der oberen. Die Farbe der Gesteine ist im allgemeinen hellgrau. Makroskopisch und mikroskopisch sind zahlreiche Fossilreste zu beobachten, die auf den Riffcharakter des Gesteins schließen lassen (vgl. Kap. 5.1). Teilweise treten innerhalb des Riffgesteins helle Brekzien auf, deren flächige Ausdehnung im Meter- bis Zehnermeterbereich liegt.

Wie in der oberen, gibt es auch in der unteren Serie eine "sedimentäre Brekzie" (vgl. Kap. 1.233). Sie ist hier jedoch nicht so verbreitet und kann nur im Liegenden der Vererzung von cant. 1100 (Abb.3) beobachtet werden. Weitaus weniger verbreitet als in der oberen Serie sind auch dunklere bituminöse Partien. In den oberen Bereichen der unteren Serie finden sich zahlreiche schichtkonkordante grüne tonige Lagen, auf die in Kap. 1.232 eingegangen wird.

Der gesamte sicherlich an die 1800m mächtige Carbonat-Komplex wirkt wenig differenziert. Eine Bankung ist nur in den obersten Metern des massigen Riffgesteins schwach durch die grünen tonigen Lagen angedeutet.

1.22 Kalkig - tuffitische Serie

Die stratigraphische und fazielle Stellung und Bedeutung dieser Serie wurde bis 1966 nicht erkannt, obwohl sie schon um die Jahrhundertwende auf große Strecken untertage aufgefahren war. Mit ihren dunklen bituminösen Schichten und ihren eingelagerten Tuffitlagen, die in den Untertagesaufschlüssen häufig in einem tonigen Zersatz mit grüner, grauer und gelber Farbe erscheinen, bereiten diese beim Aufschluß technische Schwierigkeiten und stehen in deutlichem Kontrast zum mehr massigen Riffgestein.

Die ersten Bearbeiter der Lagerstätte dieses Jahrhunderts, KRAUS (1913), TORNQUIST (1931) und RATCLIFF (1936), erwähnen die Serie überhaupt nicht. Erst DI COLBERTALDO (1948,S.71) führt an einer Stelle diese Schichten an, ordnet sie jedoch stratigraphisch nicht ein. Er hält sie für "zu Tage tretende Schichten des Buchensteiner Komplexes" (Übers. aus dem Ital.), doch gibt er keinen entsprechenden Übertagesaufschluß an. Seit dieser Zeit werden die Schichten in betriebsinternen Berichten und von den Bergleuten "scisti Buchensteini" genannt. Auf Grund

der jetzt durchgeführten Untersuchungen muß jedoch betont werden, daß es sich auf keinen Fall um die "Buchensteiner Schichten" handelt, wie weiter unten noch ausgeführt wird.

Erst ROMAGNOLI (1966) beschäftigte sich eingehender mit der Serie. Er gab ihr den Namen "serie calcareo-tufacea", im folgenden mit "Kalkig-tuffitische Serie" übersetzt, und bearbeitete sie mit SIEGL (KOSTELKA & SIEGL 1966) zusammen petrographisch ausführlicher. Als erster stellte er sie auch in einen stratigraphischen Zusammenhang mit dem ladinischen Riffgestein. Er erkannte aber nicht, daß die Serie nur im paläogeographischen Süden der Lagerstätte ausgebildet ist und nach Norden auskeilt.

Da die petrographische Beschreibung bei ROMAGNOLI (1966) sehr ausführlich ist und mit meinen Beobachtungen übereinstimmt, soll hier der Kürze halber eine Übersetzung der betreffenden Abschnitte aus dem Italienischen gebracht werden (ROMAGNOLI 1966,S.136):

"(Die Serie) beginnt mit einem grünen Tuffithorizont, der im allgemeinen eine Mächtigkeit von einigen Zezimetern hat. Auf der XIII. Sohle erreicht sie lokal eine Mächtigkeit von einigen Metern. In diesem Fall ist es ein Tuffit mit vielen Komponenten. Das petrographische Studium hat gezeigt:

Das Gestein besteht hauptsächlich aus Plagioklasen und Kalzit, teilweise Biotit und anderen Blattsilikaten. Die Plagioklase haben 30 - 40 % Anorthitgehalt und sind damit andesinisch. Sie bilden regelmäßige Individuen von mittlerer Ausbildung. Vereinzelt sind sie in Serizit umgewandelt worden. Am Rand und an den Brüchen der Plagioklase findet man Chlorit. Die Plagioklase bilden 60 % des Gesteinsvolumens. Wenig Amphibol (sehr selten), Zirkon und Magnetit finden sich in feinsten Schichten. Die Matrix besteht aus Kalzit, der 30 % des Gesteinsvolumen ausmacht.

Die Abteilung setzt sich nach oben fort mit einer Folge von mergeligen Kalken, dunkel und gut geschichtet, mit zahlreichen Übergängen zu schiefriger Schichtung. In diese schieben sich feine bis dezimeter-mächtige plastische, graugrüne bis gelbliche Schichten ein. Einige Proben dieser Schichten sind von SIEGL untersucht worden, der eine vulkanische Natur derselben mit Relikten von Glas und Mineralien wie Pypochlor und Pyrit festgestellt hat. Auf einer Sohle kann man bis zu 10 derartiger Schichten sehen.

Nach oben zu wird der Kalk immer heller, während die Zwischenschichten abnehmen. So kommt man schrittweise in den massigen oberen Dolomit. Die Begrenzung der schichtigen

Dolomite ist festgesetzt: unten der erste grüne Tuffit=
horizont und oben das Verschwinden der deutlichen Schich=
tung."

KOSTELKA & SIEGL (1966) dagegen untersuchten nicht den Kristalltuffit, sondern Proben verschiedener südalpiner Fund=punkte, so zB. auch einige aus Raibl. Die genannten Autoren haben jedoch keine genaue Lokalität ihrer Probenahme angegeben, so daß es nicht zu entscheiden ist, ob die Proben aus der Kalkig-tuffitischen Serie oder aus den grünen tonigen Lagen im Liegenden Riffgestein der unteren Kalk-Dolomit-Serie stammen. Durch Schlämmen des Probenmaterials ermittelten sie folgenden Mineralbestand:

Dihexaheder-Quarz
Plagioklas
Apatit
Zirkon
Perowskit
Biotit
Markasit
Pyrit
vulkanisches Glas (nur für Raibl).

Nahezu der gleiche Mineralbestand wurde von mir im Dünnschliff eines Kristalltuffites vom XIII. Lauf festgestellt. Es besteht demnach die Vermutung, daß o.g. Autoren ihre Proben ebenfalls aus der Kalkig-tuffitischen Serie erhalten haben, worauf auch das Zitat von ROMAGNOLI hinweist.

Eine eigene Bearbeitung von Dünnschliffen ergab folgendes:

In einer kalzitischen Grundmasse sind überwiegend Plagioklase eingeschlossen, die meist einen deutlichen Zonarbau zeigen. Die Biotite weisen eine schichtparallele Einregelung auf. Der Mineralbestand setzt sich weiterhin aus Pyrit, Magnetit und vereinzelt Perowskit zusammen. Ferner wurden zahlreiche eckige Komponenten von kalzitischem mikrokristallinen Karbonatgestein gefunden.

Die regellose Anordnung der Plagioklase, die Karbonatgesteinsbruchstücke, die häufig beobachteten Anlösungserscheinungen der Plagioklase wiesen auf die vulkanische Entstehung des untersuchten Gesteinsmaterials hin.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden erstmals einige Normalprofile durch die Kalkig-tuffitische Serie gelegt, von denen ein Beispiel in Abb. 2 wiedergegeben ist. Eine Übereinstimmung der Profile war nicht immer festzustellen, was auf schnell wechselnde Sedimentationsbedingungen hinweist.

Nur zwei Profile (V. und X.Sohle), die während der Ablagerung der Sedimente einen horizontalen Abstand von ca. 300 m gehabt haben können, lassen sich gut parallelisieren.

Charakteristisch für die Serie sind die oben erwähnten fünf Tuffitlagen, die nur in den unteren 20 m, nicht aber in den oberen Niveaus der Serie vorkommen. Isolierte Tuffitlagen lassen sich außerdem bis 600 Schichtmeter im Liegenden der Serie, selten aber im Hangenden nachweisen (vgl.Abb.3).

Der untere Abschnitt der Kalkig-tuffitischen Serie ist völlig fossilleer. Allgemein wechseln dunkle Kalke, die teilweise gut gebankt sind und mergelige Zwischenlagen zeigen, mit bituminösen Schichten ab. Der Dolomitgehalt schwankt in denselben Grenzen wie der des Riffgesteins. Feine Partikel von Pyrit lassen sich makroskopisch nachweisen.

Im oberen Abschnitt der Serie kommen oolithische Kalke und Dolomite vor, in denen vereinzelt Markasit- bzw. Pyritkokarden zu erkennen sind. Nur in einem Fall konnte in Sondierungsbohrungen wenig Zinkblende festgestellt werden.

Umfangreiches Dünnschliffmaterial aus der Kalkig-tuffitischen Serie befindet sich in der geologischen Abteilung der Grubenverwaltung in Raibl und wurde in mehreren betriebsinternen Berichten von Di COLBERTALDO beschrieben.

Abschließend kann gesagt werden, daß es sich bei der Kalkig-tuffitischen Serie um eine spezielle Fazies innerhalb des ladinischen Riffkomplexes handelt. Eine altersmäßige Einstufung innerhalb des Ladins ist bisher nicht möglich, da Fossilien nicht gefunden worden sind und da vergleichbare Schichten gesicherten Alters in der Lagerstättenumgebung nicht aufgeschlossen sind. Die Serie ist nur untertage im Raibler Bergbau aufgeschlossen.

Es kann sich bei der Serie nicht um die echten Buchensteiner Schichten handeln, die nördlich der Lagerstätte gut aufgeschlossen sind:

1. Die Kalkig-tuffitische Serie liegt konkordant zum allgemeinen Schichteinfallen an der Basis des oberen Viertels der Gesamtmächtigkeit des Riffkomplexes. Die Fazies im

Liegenden und Hangenden ist nahezu gleich. Das Alter der Serie ist dann als ladinisch anzusetzen, wenn man die für Raibl charakteristische Riffazies insgesamt ins Ladin stellt. Die echten Buchensteiner Schichten reichen nach ROSENBERG (1959) in der venezianischen Fazies vom Anis bis zur Wende Fasan/Langobard im mittleren Ladin.

Sollte dagegen die Kalkig-tuffitische Serie ein Teil der echten Buchensteiner Schichten und damit mitteladinisch sein, so müßte die gesamte Folge der Buchensteiner Schichten hier mehr als 2000 m mächtig sein und eine für das Ladin typische Riffazies einschließen.

2. Die Kalkig-tuffitische Serie keilt nach paläogeographisch Nord hin aus und stellt daher eine begrenzte Lokalfazies dar, die keinen räumlichen Zusammenhang mit den Buchensteiner Schichten aufweist. Die maximale Mächtigkeit der besprochenen Serie beträgt 130 m, wogegen die Buchensteiner Schichten etwa 700 m mächtig sind.

3. Die petrographische Ausbildung beider Serien ist verschieden. Im Gegensatz zu den Buchensteiner Schichten schalten sich in die Kalkig-tuffitische Serie bituminöse Kalk- und Dolomitgesteinslagen ein; ferner sind sie wesentlich ärmer an tuffitischen Gesteinen.

4. Wie die tektonische Analyse des Lagerstättenbereiches gezeigt hat, existieren keine Strukturen, die eine tektonische Verschleppung von Anteilen der Buchensteiner Schichten in das Aufschlussgebiet der Kalkig-tuffitischen Serie im Lagerstättenbereich anzeigen würden. Es ist auch kein Spezialsattel zu erkennen, mit dem sich eine Verbindung der Serie mit den tiefer liegenden Buchensteiner Schichten konstruieren lassen würde.

1.23 Obere Kalk-Dolomit-Serie

Mit den obersten kalkigen Bänken (Abb.2) endet die Kalkig-tuffitische Serie. Darüber setzt sich die Entwicklung des Riffwachstums in gleicher Ausbildung wie in der unteren Serie fort. Der Fossilinhalt ist etwas reicher und vielfältiger. Es lassen sich Partien mit Zweischalern und vereinzelt Korallen-

stöcken erkennen. Im Gegensatz zur unteren Serie schalten sich bituminöse fossilleere Bereiche ein. Eine genaue Kartierung und petrographische Bearbeitung dieser Bereiche wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt.

Der Übergang zu den Raibler Schichten erfolgt im östlichen Teil der Lagerstätte unvermittelt mit dunklen Tonschiefern bzw. bituminösen Kalken. Im westlichen Teil schaltet sich zwischen die hellen Riffsedimente und die Raibler Schichten eine sedimentäre Brekzie ein (vgl. Kap.1.233).

Typisch für den gesamten Komplex sind reliktische Riffstrukturen. Besonders fallen die sog. Großoolithe auf, die als weiße Flecken aus grobkörnigen Kalkspat oder Dolomitspat innerhalb des grauen Riffgesteins erscheinen. Auf derartige sedimentologische und diagenetische Besonderheiten im Riffgestein soll bei der Besprechung der Vererzung und ihres Nebengesteins näher eingegangen werden (vgl. Kap. 5.2).

1.231 Feinlaminierte Kalke und Dolomite

Innerhalb des massigen Riffgesteins fallen bereichsweise feinlaminierte Gesteinslagen auf. Sie wurden durch die Untersuchungen aufgenommen und in Beziehung zur Stratigraphie und Vererzung gebracht.

Makroskopisch erkennt man sie an hellen und dunklen Lagen, deren Mächtigkeit im Millimeter- bis Zentimeterbereich liegt. Diese Wechselfolge zeigt häufig Verbiegungs- und Stauchungs = erscheinungen. Oft dünnen einzelne Lagen aus, während andere an Mächtigkeit zunehmen. In der Nähe des Raibler Kontaktes und unterhalb des cant. 1100 verzahnen sich die feinlaminierten Gesteine mit der sedimentären Brekzie und greifen taschenförmig in diese hinein (vg. Abb.18, Fig.1). Die feinlaminierten Gesteine zeichnen sich durch eine besondere Sprödigkeit und Splittrigkeit aus. Bei mechanischer Beanspruchung bilden die Schichtflächen nur selten Trennflächen im Gestein aus. Das weist darauf hin, daß kein oder nur ein geringer Materialwechsel bei der Bildung der Laminite stattgefunden hat und außerdem die durch eine reliktische Färbung angedeutete Feinschichtung während der diagenetischen Sammelkristallisation verwischt worden ist, wie man im Mikroskop sieht:

Das Gestein besteht aus Kalzit- oder Dolomitkristallen, deren Größe einheitlich zwischen 0,1 und 0,3 mm liegt. Es fehlen mikritische Anteile. Im Dünnschliffbereich ist innerhalb der Karbonate kein Materialwechsel und kein Wechsel im Korndurchmesser zu bemerken. Selten finden sich Tonhäutchen, die dünner als ein Korndurchmesser sind, parallel zur Schichtung angeordnet.

Die Mächtigkeit der feinlaminierten Camgite liegt im Durchschnitt bei 2 bis 10 m, unterhalb der Raibler Schichten maximal bei 40 m. Die Schichtung liegt überall konkordant zum generellen Einfallen (220 Grad Einfallrichtung). Die Camgite kommen in allen stratigraphischen Positionen innerhalb des Riffkomplexes vor (Abb.3), die ältesten liegen 1250 Schichtmeter, die jüngsten direkt unter den Raibler Schichten. Ferner kann man die Regelmäßigkeit erkennen, daß sie ausschließlich im Liegenden der Erzkörper auftreten. Dabei sind sie meist durch normales Riffgestein oder durch sedimentäre Brekzien vom Erz getrennt. Nur in seltenen Fällen können die feinlaminierten Camgite unmittelbar unter oder im Erzkörper nachgewiesen werden (vgl. Kap. 4.23 und Abb. 18, Fig. 4).

Schon in der älteren Literatur finden sich Hinweise auf die Existenz der Laminite in der Raibler Lagerstätte. Ihre Entstehung wurde immer in Zusammenhang mit der Erzgenese gebracht. Während POSEPNY (1878) (aus GÖBL 1903, S.27) nur eine kurze Erwähnung der "schiefrigen und deutlich geschichteten Kalke und Dolomite" bringt und feststellt, daß sie unmittelbar im Liegenden der Erzführung auftreten, versucht Di COLBERTALDO (1957) ihre Entstehung mit seiner Hypothese zur hydrothermalen Erzgenese in Einklang zu bringen.

Solche Laminite sind jedoch nicht nur aus Raibl, sondern auch schon aus anderen kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten bekannt. Schon TORNQUIST (1931) erwähnte sie aus Bleiberg (Abbildungsmetasomatose), SCHNEIDER (1954,1964) und TAUPITZ (1954) aus dem nordalpinen Bereich.

Die Bildung der feinlaminierten Camgite in Raibl soll weiter unten im Zusammenhang mit der Erzgenese eingehender erörtert werden (Kap.7).

1.232 Schichtkonkordante grüne tonige Lagen

Im Kap. 1.22 wurde auf die Existenz von konkordanten grünen tonigen Lagen im unteren Teil der Kalkig-tuffitischen Serie hingewiesen. Gleichartig ausgebildete Linsen finden sich in der unteren Kalk-Dolomit-Serie, also unter der Kalkig-tuffitischen Serie. Die stratigraphischen Positionen dieser Linsen gibt Abb. 3 wieder. Es fällt auf, daß Häufungen solcher Linsen direkt unter sowie paläogeographisch nördlich der kalkig-tuffitischen Serie im gleichen stratigraphischen Niveau wie diese auftreten. In der oberen Kalk-Dolomit-Serie wurden nur an drei Stellen grüne tonige Linsen beobachtet.

Die Linsen haben maximal eine Mächtigkeit von einem Meter; ihre horizontale Erstreckung liegt im Meter- bis Zehnermeterbereich. Geringmächtige Lagen werden häufig tektonisch abgequetscht.

Infolge der makroskopischen und faziellen Ähnlichkeit dieser tonigen Linsen mit den Zersetzungsprodukten der Tuffite in der Kalkig-tuffitischen Serie lag es nahe, in diesen Tonen ebenfalls umgewandeltes vulkanisches Material zu vermuten. Deshalb wurden einige Proben der Tonlinsen mit Hilfe eines Röntgen-Diffraktometers auf ihren Mineralbestand untersucht. Dazu wurden Proben ausgewählt, die neben (paläogeographisch nördlich) und unterhalb der Kalkig-tuffitischen Serie lagen. Als Vergleich wurde eine Probe aus der Serie selbst röntgenographisch untersucht. Allen Proben ist ein reichlicher Gehalt von Mineralen aus der Illitgruppe gemeinsam; eine Probe enthielt Kaolinit, in keiner Probe trat Montmorillonit auf.

> PLÖCHINGER & WIESENDER (1965) halten die Anwesenheit von Illit als ausreichend für den Nachweis der tuffitischen Natur der Tone. Der Illit habe sich aus Montmorillonit und dieser wieder aus feinstem Feldspatstaub gebildet.

Der Feldspatgehalt der untersuchten Proben liegt nahe an der Nachweisgrenze. Im Gegensatz zum Plagioklas und Orthoklas ist nur die Anwesenheit von Mikroklin gesichert. Dieser allerdings ist wegen seiner Entstehung bei tieferen Temperaturen kein eindeutiger Beweis für die vulkanische Entstehung. Hochtemperaturfeldspäte, wie Sanidin, konnten nicht nachgewiesen werden.

Es ließe sich somit nur durch den einigermaßen gesicherten Nachweis von Plagiklas und Orthoklas sagen, daß auch die grünen tonigen Lagen unter der Kalkig-tuffitischen Serie eine vulkanische Entstehung gehabt haben dürften.

Eine vulkanische Tätigkeit zur Zeit der Mitteltrias ist aus der weiteren Umgebung der Raibler Lagerstätte seit längerem bekannt. WINKLER v.HERMADEN (1936) erwähnt Einschaltungen von Grüngesteinen und Porphyriten in klastischen ladinischen Schichten im Südostteil der Julischen Alpen. Auch die von PILGER & SCHÖNENBERG (1958) am Dobratsch bei Bleiberg gefundenen 13 Tuffitbänke werden ins Ladin gestellt.

Die Herkunft der grünen Linsen unter der Kalkig-tuffitischen Serie kann aus Analogiegründen zu den Kristalltuffiten und deren Zersetzungsprodukten innerhalb der Serie vermutet, nicht aber als eindeutig gesichert angenommen werden, da klare mineralogische Hinweise fehlen.

1.233 Sedimentäre Brekzie

Eine weitere spezielle Fazies des Kalk-Dolomit-Komplexes stellen Brekzien dar, die im allgemeinen dunkler sind als der Riffkalk. Sie kommen nur in zwei stratigraphischen Horizonten vor.(Abb. 3):

1. Zwischen den Raibler Schichten und der Säulenvererzung colonna principale sud, d.h. 0 - 50 m unter den Raibler Schichten. Die flächige NS-Erstreckung beträgt 400 m, im Bergbau auf den Sohlen Sebastiani bis zur V.Sohle aufgeschlossen nur längs der Baue am Struggiblatt. Die Brekzie hat eine streichende W-E Erstreckung von maximal 650 m.
2. Zwischen den beiden Säulenvererzungen cant. 1100 und cant. Bärenklamm ist auf 200 m flächige NS-Erstreckung eine lithologisch gleichartige Brekzie aufgeschlossen, die sich in ihrer Verbreitung ebenfalls an die Struggistörungen hält.

Im Aufschlußbereich lassen sich eckige und z.T. leicht abgerundete Brekzienkomponenten erkennen, deren Größe von ca. 5 cm bis wenige Millimeter schwankt. Selten können metergroße Komponenten beobachtet werden. Die Brekzienkomponenten sind überwiegend von grauer bis braungrauer Farbe und zeigen die

gleiche Gesteinsausbildung wie der Riffkalk. An der Peripherie der Komponenten findet man häufig dunkle Säume, die z.T. Pyrit oder, wie im Dünnschliff zu sehen ist, Zinkblendekörnchen enthalten können. Zwischen die größeren Komponenten sind kleinste Gesteinsbruchstücke eingelagert, die damit eine klastische Matrix darstellen. Sie besteht ebenfalls aus Riffgestein und zeigt dunklere Farben als die großen Komponenten. An einigen Stellen der Grube konnte eine Einregelung der Komponenten, seltener eine Gradierung wahrgenommen werden.

Mikroskopisch lassen sich drei verschiedene Typen von Komponenten feststellen:

1. Riffkalk mit etwa 30 % Mikrit, in dem biogene Komponenten zu erkennen sind, die einen Durchmesser von 0,02 - 0,2 mm aufweisen. Vereinzelt finden sich im mikrokristallinen Gefüge Zinkblendekörner mit einem Durchmesser von 0,05 bis 0,1 mm.
2. Riffkalk bestehend aus 100 % Mikrit ohne karbonatische Sammelkristallisation. Es lassen sich ebenfalls Zinkblendekörner nachweisen.
3. Sparite mit völlig sammelkristallisiertem Gefüge, deren Kristallgrößen 1 mm erreichen können. Zinkblende wurde hier nicht bemerkt.

Die Probestücke der Brekzie zeigen immer eine undifferenzierte chemische Zusammensetzung. Komponenten und Matrix besitzen die gleiche camgitische Zusammensetzung. Von fünf Stichproben wurde ein maximaler Dolomitgehalt von 16,4% und einminimaler von 2,1 % ermittelt. Im Grubenbereich variiert der Dolomitgehalt stark, wie auch die unterschiedliche Löslichkeit mit HCl zeigt.

Die Begrenzung der Brekzie nach unten und zur Seite zu ist im allgemeinen unscharf und diffus. Teilweise verzahnt sich die Brekzie mit feinlaminierten Camgiten, meist jedoch geht sie ohne deutliche Grenze in den massiven Riffkörper über. Zum Hangenden zu läßt sich der Übergang wegen tektonischer und abbautechnischer Begrenzungen nicht immer gut beobachten. An zahlreichen Stellen liegen die Raibler Schichten direkt über der Brekzie, teilweise schalten sich feinlaminierte Camgite, seltener Riffgesteine zwischen die Brekzie und die Raibler Schichten ein.

Die Form des Brekzienkörpers an der Raibler Grenze läßt sich als eine Muldenform rekonstruieren. Parallel zum Raibler Kontakt erstreckt sich die Längsachse der Mulde mit ca. 650 m in E-W Richtung. In der NS- Richtung hat die Mulde eine Länge von etwa 400 m.Die maximale Mächtigkeit kann mit rund 50 m angenommen werden. Über die Form des Brekzienkörpers im Liegenden von cant. 1100 kann nichts genaues ausgesagt werden, da er nur in einem Stollenprofil in E-W- Erstreckung erschlossen ist, ohne daß seine natürliche Begrenzung angefahren worden ist. Zahlreiche Aufschlüsse im Liegenden des Erzkörpers von cant. 1100 weisen auf eine zum Erz parallele NS-Erstreckung hin.

Es muß betont werden, daß beide Brekzienkörper an den Bereich des Strugglsystems gebunden sind. An den anderen Störungssystemen konnten keine derartigen Brekzien beobachtet werden.

Über die Entstehung der Brekzie bestehen verschiedene Ansichten. Wenn Di COLBERTALDO (195[illegible], 1957, 1963) meint, es handle sich um eine tektonische Brekzie, die durch die Bewegung am Kontakt zweier Massen mit verschiedenen mechanischen Eigenschaften entstanden sei, so lassen sich folgende Einwände dagegen machen:

1. Die Brekzie ist nicht überall am Kontakt zu den Raibler Schichten, sondern nur auf [illegible] m streicherder Länge beiderseits der Strugglstörungen zu finden.
2. Die Brekzienkomponenten zeigen an den Berührungsstellen keine Kataklase, die auf spät- oder postdiagenetische Druckbeanspruchung hinweisen würde.
3. Die Brekziengesteine sind durch tektonische Bewegungen im Störungsbereich brekziiert und versetzt worden.
4. Es existiert außerdem eine gleichartig ausgebildete Brekzie 1150 m unter den Raibler Schichten, wo es keine Erklärungsmöglichkeit für eine Bewegung am Kontakt zweier Massen verschiedener mechanischer Eigenschaften gibt.

Es scheidet folglich nach den Punkten 1 - 4 eine Deutung als tektonische Brekzie aus, die bei der Anlage der Störungssysteme entstanden wäre.

ROMAGNOLI (1966) erkannte die lokale Begrenzung der Brekzie am Übergang vom Riffgestein zu den Raibler Schichten. Die Brekzie enthalte Komponenten des oberen Dolomits, die in eine schichtige bituminöse Matrix eingebettet seien. Deshalb schloß er eine Entstehung als tektonische Reibungsbrekzie aus und meinte (S. 138, aus dem Ital. übers.):

> " Direkt hinter Barrieren im Riffgebiet entwickelten sich Becken, in denen euxinische Bedingungen mit der Sedimentation der Fischschiefer des unteren Raibliano herrschten. Gleitungen und subaquatische Abbrüche am Rand der Lagune haben die heutigen Brekzien verursacht. Das Aufkommen neuer Sedimentationsbedingungen im gesamten Becken hat eine Unterbrechung der Riffbildung hervorgerufen."

Ein Einfluß vulkanischer Tätigkeit auf die Entstehung der Brekzie bei gleichzeitiger Bodenunruhe, wie EPPENSTEINER (1965) für die Entstehung der schwarzen Brekzie in Bleiberg annahm, trifft für Raibl nicht zu, da keine grünen Mergel oder Tuffite in den Brekzien oder deren Nähe gefunden worden sind. Die vulkanische Aktivität während der Riffsedimentation des Ladins läßt zum Hangenden offensichtlich nach.

Auf Grund der Untertagekartierung und der dadurch ermittelten Lagerungsverbände der Brekzienkörper ergeben sich zur Entstehung der Brekzien folgende Gesichtspunkte:

Die Brekzie ist nicht in den Spätphasen der Bruchtektonik gebildet worden, in welcher die großen Störungssysteme den Kontakt gegen die Raibler Schichten überprägten. Der Lagerungsverband und die petrographische Beschaffenheit zeigen, daß die Brekzie nur nach oder während des Riffwachstums lokal entstanden sein kann. Durch Bodenunruhen sind verfestigte oder teilverfestigte Teile des Riffes in ein Becken gestürzt. Ein auslösendes Moment für diesen Vorgang könnte auch eine Kippung des gesamten Riffkomplexes gewesen sein. Darauf lassen Diskordanzen zwischen den Erzkörpern cant. 1100 und cant. Bärenklamm sowie der colonna principale sud zum Raibler Kontakt schließen. Die Brekzie hat demnach ladinisches Alter.

Die Tatsache, daß die Brekzienkörper nur im Strugglbereich auftreten, läßt vermuten, daß die Störungszone bereits zur Zeit der Riffsedimentation angelegt war.

An dieser Stelle soll darauf hingewiesen werden, daß die oben beschriebene Brekzie im Gegensatz zu den typisch tektonisch gebildeten Brekzien an den Störungsblättern steht (Kap. 2.31). Ferner sei hier der Riffschutt erwähnt, der leicht visuell von der Brekzie abgrenzbar ist. Er tritt nebulos verwischt als klastische Einlagerung im Karbonatgestein des Riffkörpers auf. Die Dimensionen der klastischen Gesteinspartien sind mit wenigen Meter- bis Zehnermetern wesentlich kleiner als die oben beschriebenen Brekzienkörper.

1.3 Raibler Schichten

Über der oberen Kalk-Dolomit-Serie folgen mit NW-SE-Streichen und 30 - 40 Grad Einfallen mit schwacher Diskordanz die Raibler Schichten, die hier an ihrer Typlokalität eine ungewöhnliche Mächtigkeit von etwa 1000 m erreichen. Di COLBERTALDO (1948) gliederte sie zusammenfassend nach älteren Autoren folgendermaßen:

Hangendes

Torer Schichten
Megaloduskalk
Raibler Schichten s.str.
Fischschiefer
Bituminöse Kalke

Liegendes

Es soll im folgenden nicht eingehender auf die petrographische Ausbildung der Raibler Schichten eingegangen werden, da sie in der Literatur bereits bearbeitet sind. Vielmehr werden nur die im Vererzungsbereich anstehenden Gesteine kurz beschrieben. Zudem findet sich eine ausführliche petrographische Bearbeitung der Serie durch O.SCHULZ, Innsbruck, in Druckvorbereitung.

1. 31 Untere erzführende Serie

Über der oberen Kalk-Dolomit-Serie, die in ihrer obersten Partie aus Riffgestein oder sedimentärer Brekzie besteht, folgt meist eine deutlich tektonische Brekzie, deren Komponenten einen Durchmesser von mehreren Zehner-Metern erreichen können. Das Material der Komponenten besteht aus hellem Kalk, aus sedimentärer Brekzie und aus dunklen bituminösen Kalken, die keinen Fossilgehalt aufweisen.

Ist der Kontakt zwischen dem Riffgestein und den Raibler Schichten ungestört, so liegen direkt auf dem Riffkalk entweder schwarze bituminöse Schiefertone oder dunkle, mit Bitumen durchsetzte Kalke. Der Bitumenreichtum kann so groß werden, daß Riffkalk und Erz auf mehrere Zehnermeter mit Bitumen sekundär durchsetzt sind.

Über den basalen bituminösen Kalken und Schiefertonen folgt eine mächtige Serie von dunklen bituminösen Schiefertonen mit wechselndem Kalkgehalt, die bankweise in bituminöse Mergel übergehen. Oft trennen Ton- und Mergellagen die cm- bis dm-mächtigen Bänke. Typisch sind die in die Tonschiefer eingeschalteten Hornsteinlagen. Klüfte und Risse sind meist mit Kalk- oder Dolomitspat, seltener mit Baryt verheilt. Im Vererzungsbereich zeigen sich Füllungen mit gelber kristalliner Blende und Bleiglanz. Die untere Erzführende Serie liegt stratigraphisch im Niveau der bituminösen Kalke und der Fischschiefer.

1.32 Zum Problem der Grenzziehung Ladin/Karn

Die Grenze des hellen massigen Riffgesteins zu den dunklen gebankten Raibler Schichten stellt eine markante lithologische Grenze dar, die sich feldgeologisch immer wieder bewährt hat. Die Aufschlüsse im Grenzbereich beider Faziestypen über-und untertage können als sehr gut bezeichnet werden, so daß der Faziesübergang leicht an vielen Stellen im engsten und weiteren Lagerstättenbereich studiert werden kann.

Gerade wegen der feldgeologischen Klarheit und der untertägigen Aufschlüsse werden die stratigraphischen, biostratigraphischen, faziellen und paläogeographischen Probleme in Raibl gut sichtbar, so daß sie sich in der Spezialliteratur vielfach niedergeschlagen haben und sich bei der jetzigen Bearbeitung wieder offenbarten.

Seit 1850 beherrscht u.a. das Problem der stratigraphischen Zuordnung des erzführenden Kalk- Dolomit-Gesteins und der Raibler Schichten (von FOETTERLE, Jb.geol.Reichsanst. 1856, S.373, zum ersten Mal mit Namen "Raibler Schichten" bezeichnet) die Literatur über den Lagerstättenbereich. KRAUS (1913) stellte in kurzer Form die verschiedenen Ansichten älterer Autoren über

die Stratigraphie zusammen. Auf Grund seiner Zusammenstellung wurde von mir eine tabellarische Übersicht über die Auffassungen zur Stratigraphie angefertigt (vgl. Abb. 4).

Die stratigraphische Position des erzführenden Kalk- Dolomit-Gesteins schwankt vom "Muschelkalk" (MORLOT 1850) bis zum oberen Ladin (RICHTHOFEN, GÜMBEL u.a.). Die Fischschiefer werden dadurch entweder ins Ladin oder ins Karn gestellt. Diese unterschiedliche stratigraphische Zuordnung der genannten Serien erfolgte offensichtlich u.a. deswegen, weil der Megalodondolomit irrtümlich mit dem Schlerndolomit parallelisiert wurde. Als Konsequenz mußte denn der erzführende Kalk-Dolomit-Komplex in die unteren Abschnitte des Ladins und die Fischschiefer ebenfalls ins Ladin gestellt werden.

Ein biostratigraphisches Problem dieser Faziesgrenze trat offen hervor, als ARTHABER (1903) für die Fischschiefer den im Oberladin (Cassianer Niveau) leitenden Tracyceras aon und den karnischen Protracyceras aonoides angab. Auf Grund dieser Verschmelzung der Cephalopodenfaunen stellte ARTHABER die Fischschiefer ins Karn im Gegensatz zu STUR (1868), MOJSISOVICS (1869) und BITTNER (1894) (Zusammenstellung bei KRAUS), die die Fischschiefer als Äquivalente zu den Wengener Schichten ins Ladin stellten.

MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER (1895) faßten in ihrer Gliederung der pelagischen Trias die Zonen des Tracyceras aon (Cordevol), Tracyceras aonoides (Jul) und des Tropites subbullatus (Tuval) als Karn zusammen. Diese Gliederung gilt in der angelsächsischen und italienischen Literatur bis heute. Daraus folgt, daß die Fischschiefer von Raibl ins Karn gehören!

In der deutschen Literatur dagegen wird aber die Ladin/Karn-Grenze seit etwa 40 Jahren zwischen Cordevol und Jul gezogen, also über der Zone des Tracyceras aon, der in den Fischschiefern von Raibl, wie oben ausgeführt, gefunden wurde. Demnach müßten also die Fischschiefer von Raibl ins Oberladin (Cordevol) gestellt werden !

JACOBSHAGEN (1961) schlägt nun vor, die Grenze Ladin/Karn

zu 2. Die wenigen schichtigen Lagen im Kalk-Dolomit-Komplex zeigen ein um etwa 20 Grad flacheres Einfallen nach SW als die Faziesgrenze zwischen dem Riffkalk und den Raibler Schichten(Abb.3). Unter schichtigen Lagen werden hier die Kalkigtuffitische Serie, die feinlaminierten Camgite und die Erzsäulen verstanden. Die Diskordanz deutet auf eine Kippung des Riffkörpers nach NE gegen Ende des Ladins hin. Daraus ließe sich folgern, daß im paläogeographischen Norden die Absenkung des Riffkomplexes schneller vor sich ging, so daß sich dort zwischen dem Niveau des Säulenerzes und der Raibler Schichten das Riffwachstum weiterhin fortsetzen konnte. Im Süden dagegen, etwa dort, wo die "colonne principale sud" die Raibler Schichten berührt, wird der Riffkörper unmittelbar von den euxinisch beeinflußten Sedimenten der Raibler Schichten überdeckt. Es ist bemerkenswert, daß in diesem Konvergenzbereich auch die o.a. Brekzie auftritt.

Eine fazielle Differenzierung und schwache Diskordanz am Übergang von Riffgestein und Raibler Schichten ist auch aus den schematischen Profilen von ARTHABER (1903) und RADCLIFF (1936) zu entnehmen. Bei ARTHABER greift ein Keil aus Riffgestein von oben (paläogeographisch Nord) in die Fischschiefer hinein. Dadurch sind diese im Süden mehr als doppelt so mächtig als im Norden. ARTHABER läßt die dunklen bituminösen Kalkbänke und die Fischschiefer nach Norden auskeilen, doch fügt er im Text keine geologische Erklärung hinzu.

zu 3. Eine fazielle Besonderheit stellt die Erzführung in den untersten 100 m der Serie dar. In den höheren Schichtgliedern fehlt sie völlig. Wie später näher ausgeführt werden wird, zeigen die untersten Raibler Schichten und der Kalk-Dolomit-Komplex ähnliche schichtige Vererzungstypen und eine gleichartige säulige Form der Erzkörper, wobei jedoch die Ausmaße der Erzkörper in den Raibler Schichten viel kleiner sind. Die Vererzung überschreitet nach paläogeographisch Süd hin (also auf die tieferen Abbausohlen hin) die markante Faziesgrenze.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß es über die Liegendgrenze der Raibler Schichten im Lagerstättenbereich Raibl seit der ersten Bearbeitung im vorigen Jahrhundert unterschiedliche

Auffassungen zur Grenzziehung gibt. Es stehen biostratigraphisch-orthochronologische und faziell-lithologische Argumente gegenüber. Bei der Neubearbeitung ergaben sich weitere Gesichtspunkte zur paläogeographischen Gliederung im Grenzbereich (Kap. 5.3).

2. Tektonischer Bauplan

2.1 Regionaler Überblick

D_4e mächtigen Karbonatserien der westlichen Julischen Alpen sind keiner extrem engen Faltentektonik unterworfen gewesen, sondern wurden vielmehr speziell im Raum von Raibl nur weitspannig verbogen. D_4e Raibler Lagerstätte liegt auf dem Nordflügel einer weiten Mulde, die in sich durch eine intensive Bruchtektonik zerstückelt worden ist.

Im Lagerstättenbereich sind zahlreiche Störungssysteme untertage und übertage aufgeschlossen, die von den Bergleuten mit Namen belegt wurden. Die für den Bergbau wichtigsten Störungssysteme verlaufen generell Nord-Süd. Sie tragen von Ost nach West folgende Namen (Abb.5):

Fallbach
Aloisi
Struggl
Abendblatt
Rinnengraben

Ferner ist die NE-SW verlaufende Bärenklammstörung wegen ihrer Erzführung von Wichtigkeit. Es wurden durch eine Luftbildauswertung andere Störungssysteme im näheren Lagerstättenbereich neu aufgenommen. Diese gehören ebenfalls der allgemeinen Bruchtektonik an und haben einen zu den bekannten Störungssystemen parallelen Verlauf.

Die oben angeführten Bruchsysteme bestehen niemals aus einem einzelnen Störungsblatt, sondern aus mehreren parallelen, sich verzweigenden Störungen. Es soll demnach immer von Störungssystemen gesprochen werden, die aus einzelnen Störungen zusammengesetzt sind.

2.2 Geometrisches Prinzip der Bruchstörungen

Zur Klärung des tektonischen Rahmens der Lagerstätte standen Luftbildpaare von der näheren und weiteren Umgebung zur Ver-

fügung. Ihr Bildmaßstab beträgt etwa 1 : 22.000. Die tektonischen Strukturen wurden in eine Karte im Maßstab 1 : 10.000 eingetragen.

Bei der Auswertung wurde besonderer Wert auf den Verlauf der Störungen östlich des Tales im Gebiet der Cinque Punte und im westlichen Bereich der Lagerstätte gelegt (Abb.5).

Demnach kann man drei tektonische Hauptrichtungen erkennen:

1. NS-Störungen im engsten Lagerstättenbereich.
2. Ein System von halbkreisförmig, konzentrisch verlaufenden Brüchen, die die NS-Störungen abschneiden bzw. kreuzen: im Bärenklamm und im Cinque Punte-Massiv zwei Bruchlinien, auf denen vier NE-SW streichende Störungen radial stehen.
3. Im engsten Lagerstättenbereich und im Westen des Piccolo Mt. Re verlaufende Störungsscharen parallel zur Fazies= grenze Riffkalk/ Raibler Schichten.

Auf Grund der Grubenkarten und der Untertagaufnahmen konnten durch entsprechende Messungen und Rekonstruktionen folgende nach Süd gerichtete Versetzungsbeträge bei den durch die NS-Störungen begrenzten Blöcken ermittelt werden:

a. Der Block westlich von Fallbach ca. 800 - 1000 m nach Süden an Fallbach.

b. Der Block östlich von Aloisi 300 m nach Süden an Aloisi.

c. Der Block östlich von Struggl 200 m nach Süden an Struggl.

d. Der Block östlich von Abendblatt 140 m nach Süden an Abendblatt.

e. Der Block nordwestlich von Bärenklamm 140 m nach SW an Bärenklamm-Rinnengraben.

Die halbkreisförmig , konzentrisch verlaufenden Störungen an der Peripherie stellen die nördliche Hälfte eines Kessel= bruches dar, der offensichtlich gleichphasig mit den in seinem Innern verlaufenden NS-Störungen angelegt wurde. Die westliche Flanke des Kesselbruches ist an den Bärenklammstörungen um 140 m nach SW verschoben worden.

Über den Bewegungssinn der entsprechenden Störungen im Cinque Punte-Massiv läßt sich keine Aussage machen, da eine klärende Übertagekartierung hier nicht durchgeführt wurde. Nach der Luftbildauswertung kann man allerdings annehmen, daß es sich bei den konzentrischen Störungen um staffelartige Abbrüche

handelt, wobei das jeweils näher zum Zentrum gelegene Gesteinspaket nach unten gesunken ist. Folglich müßte die nahezu 2000 m hohe Gipfelregion der Cinque Punte stratigraphisch aus tieferen Teilen des Riffkomplexes bestehen als die Partien im Zentrum.

Die zum Raibler Kontakt etwa parallel verlaufenden Störungen stellen antithetische Verwerfer dar. Sie sind auch untertage anzutreffen. Einer ihrer für den Bergbau wichtigen Vertreter ist die am Kontakt zu den Raibler Schichten vererzte Abendschlagstörung, die in vertikaler Erstreckung nur etwa 200 m erschlossen ist.

2.3 Störungen im Lagerstättenbereich

Ältere Arbeiten befassen sich meist sehr summarisch mit den NS-Störungen. KRAUS (1913) fertigte als erster eine Montangeologische Karte im Maßstab von 1 : 5000 an mit sieben sog. "Kreuzrissen", das sind E-W Profile, die Genaueres über den vertikalen Verlauf der Störungen aussagen. Diese Kreuzrisse reichen bis in eine Teufe von 200 m unter der Talsohle. Während RADCLIFF (1936) nur den horizontalen Verlauf in einer schematischen Skizze wiedergibt, liefert Di COLBERTALDO (1948) exaktere Angaben über die Abhängigkeit von der Teufe, doch fehlen genaue Profile, die über den vertikalen Verlauf der Verwerfer Auskunft geben könnten.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden alle Störungen von der Sohle VI. Giovanni bis hinab zur XVIII. Sohle in die Grubenpläne vom Maßstab 1 : 1000 eingetragen und anschließend insgesamt 14 E-W Profile konstruiert. Dadurch wurden die Störungssysteme der Raibler Lagerstätte erstmals über eine Bauhöhe von 772 m zusammenhängend erfaßt und dargestellt. Für die vorliegende Arbeit wurden drei Beispiele ausgewählt (Abb. 7 - 9).

2.31 Ausbildung der Störungszonen

Die Störungsbereiche sind sehr verschieden ausgebildet. Die mechanische Beeinflussung des Nebengesteins, die durch die Bewegungen an den einzelnen Störungsblättern hervorgerufen wurde, war sehr unterschiedlich. Sie kann von 0 bis ca. 60 m schwanken. Danach lassen sich folgende Störungstypen nach Art und Intensität der tektonischen Überprägung von Erz und Nebengestein unterscheiden:

a. Kleinklüfte ohne Bewegung des Nebengesteins. Ihr Verlauf richtet sich nicht immer nach den tektonischen Hauptrichtungen. Oft stehen die Richtungen solcher feinsten Klüfte im spitzen Winkel aufeinander. Diese Risse sind nicht über lange Entfernungen zu beobachten. Nach MÜLLER (1963) handelt es dabei um Kleinklüfte, die regulär eine Länge von 0,1 bis 1 m haben können. Nach der felsmechanischen Nomenklatur werden diese Klüfte als Trennbrüche bezeichnet, die als Effekt einer reinen Stresstektonik gebildet wurden.

b. Großklüfte, die mit Kalkspat oder Dolomitspat ausgefüllt sind. Das Nebengestein ist mechanisch nicht weiter beansprucht. MÜLLER (1963) bezeichnet sie als Großklüfte, die eine Länge von 1 m bis 10 m aufweisen können, wie auch in der Lagerstätte Raibl zu beobachten ist. Nach der felsmechanischen Terminologie stellt auch diese Art von Trennbrüchen nur das gesteigerte Ergebnis einer Stresstektonik dar. Es entstand keine Verschiebung entlang der Brüche.

c. Störungen mit breiter Brekzienzone. Auf dem Störungsblatt befindet sich meist ein Mylonit. Die Störung kann klaffen und auf den höheren Sohlen mit Kluftletten ausgefüllt sein. Stellenweise tritt Wasser aus. Diese Kategorie von Störungen unterscheidet sich von der nächsten nur durch das Ausmaß der Durchbewegung. Sie sind den unten genannten Hauptstörungen mechanisch und räumlich zugeordnet und teilweise auch erzführend. An diesen Störungen fanden Bewegungen der durch sie getrennten Gesteinsblöcke statt. Auf den Störungsblättern sind Harnischstriemungen häufig zu beobachten.

d. Hauptstörungen, im Bergbau meist mit Namen belegt, zeichnen sich allgemein durch eine breite Störungszone bis maximal 60 m aus. In der Störungszone kann man verschiedene Brekzienarten unterscheiden, die zur Störungsfläche hin eine zunehmende mechanische Beanspruchung bezeugen. Störungen dieser Art lassen stets große Bewegungsbeträge der durch sie getrennten Gesteinsblöcke erkennen und sind damit das Ergebnis einer intensiven Straintektonik. Sie stellen die in der Spezialliteratur zitierten großen "Raibler Störungen" dar, da sie bereichsweise eine bauwürdige Vererzung führen. Auf

den Störungsblättern sind meist Harnischstriemungen zu sehen (Abb.6). Innerhalb der Störungszonen lassen sich folgende Brekzienarten unterscheiden, die ohne scharfe Grenze inein= ander übergehen:

Typ a. Diese Brekzienart besteht aus einem feinbrekziierten Karbonatgestein, in dem die einzelnen Brekzienkomponenten nicht mehr klar auseinander zu halten sind. Die meist dunkle= ren klastischen Komponenten sind durch helleren grob= kristallinen Spat fest zementiert. Besteht die Brekzie teil= wiese aus Zinkblende, so kann diese in drei verschiedenen Arten in der Brekzie verteilt sein (Bleiglanz ist selten):

1. Bruchstücke von Schalenblende mit scharfer Begrenzung bilden ein offenes Gefüge, d.h. die Erzstücke berühren sich nicht.
2. Die Erzstücke berühren sich und bilden damit ein ge= schlossenes Gefüge, in dem z.T. Partien von hellem Kalk- bzw. Dolomitspat zu sehen sind. Die Grenze zum feinbrek= ziierten Nebengestein bildet eine stark gebuchtete Sutur= linie.
3. Die gelbe Zinkblende stellt zwischen den karbonatischen Brekzienkomponenten, die ein geschlossenen Gefüge haben, in Form von mm-dicken Ausfüllungen einen Erzzement dar.

Typ b. In einer einheitlich grauen karbonatischen feinkristal= linen Grundmasse befinden sich helle, unscharf begrenzte Komponenten aus einem umkristallisierten Karbonatgestein. Die Komponenten stoßen in der Regel nicht aneinander. Wenn Erz vorhanden ist, handelt es sich um unscharf begrenzte eckige Partikel aus schaligem Pyrit und roter Schalenblende. Auch die Erzkomponenten bilden ein offenes Gefüge.

Typ c. Die runden und eckigen Brekzienkomponenten bestehen aus hellem Riffgestein oder aus "sedimentärer Brekzie" (nur in cent. NE beobachtet). Um die oft mehrere dm großen Kompo= nenten schließt sich eine Schale aus einer Wechsellagerung von Pyrit, roter Schalenblende und weißem Dolomit- bzw. Kalk= spat. Teilweise finden sich scharf begrenzte und eckige Partikel aus schalig aufgebautem Erz, bei dem Bleiglanz in untergeordnetem Maße auftritt. Selten beobachtet man, daß diese Erzkomponenten wiederum von schaligem Erz einer ähnlichen Wechsellagerung umgeben sind.

Es gibt im Störungsbereich alle Übergänge zwischen den verschiedenen Brekzientypen, da unterschiedlich starke tektonische Bewegungen in den Störungszonen die Brekzien wiederholt mechanisch beansprucht und brekziiert haben. Es ist deshalb schwer möglich, auf Grund der verschiedenen Brekzientypen eine Gliederung der einzelnen Bewegungsphasen in den Störungssystemen aufzustellen. In Abb. 26 ist der Versuch dargestellt, auf Grund von Beobachtungen an Handstücken einige markante Durchbewegungen des Gesteins innerhalb der verschiedenen Vererzungstypen auszuscheiden.

Zusätzlich zu den oben beschriebenen Brekzientypen kann man bereichsweise einen weiteren Typ 4 ausgliedern, der als "Lösungsbrekzie" bezeichnet werden soll. Diese schaltet sich lokal zwischen die Störungsbrekzien und das ungestörte Riffgestein ein und befindet sich relativ weit entfernt vom mechanischen Einflußbereich der Hauptstörungen. Die Mächtigkeit dieser Lösungsbrekzienkörper in diesen Bereichen kann bis zu 20 m erreichen. Oft finden sich auch isoliert im Riffgestein, weit entfernt von den großen Störungen, einzelne unterschiedlich mächtige Bereiche dieser Lösungsbrekzien.

Ihre Komponenten sind maximal wenige Dezimeter im Durchmesser groß und teilweise parallel zum allgemeinen Schichtstreichen eingeregelt, was schon POSEPNY (1878, Zitat bei GÖBL 1903) besonders hervorhob. Charakteristisch für die Lösungsbrekzie ist die meist gerundete und angelöste Form der Komponenten, die aus normalem Riffgestein bestehen. Diese Komponeneten sind z.T. von allen Seiten angelöst und zeigen dann unscharfe Konturen. Oft allerdings kann man beobachten, daß sie nur an einer Seite Anlösungserscheinungen zeigen, während die anderen Seiten scharfe Grenzen zum weißen grobkristallinen Kalk- bzw. Dolomitspat besitzen, der alle Komponenten zementiert. In diesem Spat, der oft sterk porös und kavernös sein kann, lassen sich zahlreiche dunkle, unregelmäßig und unscharf begrenzte Komponenten erkennen, die offensichtlich fast völlig aufgelöste Riffgesteinsbruchstücke darstellen. In zahlreichen Drusen innerhalb des spätigen Gesteins finden sich idiomorphe Kristalle von Dolomit und Kalzit, die das sammlerische Interesse der Bergleute wecken.

2.32 Horizontaler Verlauf der Störungen

Vorbemerkung

In Abb.6 ist der horizontale Verlauf der Störungssysteme schematisch dargestellt. Es ist nicht möglich, für das gesamte Grubengebäude ein tektonisches Schema zu zeichnen, da die Störungssysteme in den einzelnen Teufen einen jeweils verschiedenen Verlauf zeigen. So wurde in Abb. 6 für das Abendblattsystem der Verlauf auf den Sohlen Giuseppe und Sebastiani und für das Aloisisystem und Strugglsystem der Verlauf auf der XV. Sohle dargestellt.

KRAUS (1913), RADCLIFF (1936) und Di COLBERTALDO (1948) beschrieben den horizontalen Verlauf der Störungen sehr unterschiedlich. KRAUS machte die bisher genauesten Angaben über horizontale und vertikale Richtungen der Störungen. Er wies als erster auf einen Grabenbruch zwischen Fallbach- und Strugglsystem hin und beschrieb die einzelnen vererzten "Blätter" - mit Lokalnamen durch die Bergleute belegt - besonders ausführlich im Bereich des "Haupterzzuges", der heute "colonna principale" genannt wird. Das große Verdienst von KRAUS ist es, daß er den Verlauf der Störungen auf den einzelnen Sohlen gesondert betrachtet hat.

RADCLIFF (1936) dagegen gab nur einen schematischen horizontalen Plan, in den die Störungen ohne Berücksichtigung der Tatsache, daß sich der Verlauf zur Teufe hin ändert, eingezeichnet waren.

Di COLBERTALDO (1948) beschreibt dann zwar die Hauptstörungen auf den einzelnen Sohlen, doch fügt er seinen Texterläuterungen keine graphischen Darstellungen bei, wehalb die räumliche Erstreckung der einzelnen Störungen auch dadurch noch immer nicht geklärt war.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde zum ersten Mal der horizontale Verlauf aller Störungen durch Untertagekartierung und durch die Auswertung der Bohrergebnisse eingehend erfasst. Auf Grund dieser Ergebnisse ist es besser, nicht von einzelnen "Störungen" zu sprechen, sondern von "Störungssystemen".

Fallbachsystem

Abb.5 zeigt das Fallbachsystem als längste Störungszone im

weiteren Lagerstättenbereich. Es läuft fast parallel zum Tal des Rio del Lago und biegt im Norden nach NE um, wo das Tal des Rio Freddo in das Tal des Rio Lago mündet. Beim Annähern an den Raibler Kontakt im Süden verschwindet es unter den Talschottern des Rio del Lago. 170 m östlich dieser Stelle zweigt eine Störung nach Süden ab, die durch die Raibler Schichten zieht und am Rio Cascade (Fallbach) einen 90 m hohen Versatz bewirkt, so daß die unteren Raibler Schichten neben dem Megalodonkalk liegen (Meterzahl des Versatzes nach Di COLBERTALDO & SCHNEIDERHÖHN 1958, S.219).

Es gibt nur wenige Untertageaufschlüsse am Fallbachsystem auf der X. Sohle (127 m unter Talboden): im Norden auf der Höhe der Bärenklamm und im Süden im Bereich der Faziesgrenze. Letztere Aufschlüsse konnten nicht mehr befahren werden, da die Strecken vermauert sind. Auf der X. Sohle im Norden ist allerdings eine NE-SW verlaufende Störung mit guter Vererzung angetroffen worden. Von dieser möchte ich annehmen, daß es sich nicht um die "Fallbachstörung" i.e.S. handelt, da sowohl nach dem Streichen als auch nach dem Fallen der angefahrenen Störung keine Verbindung zur übertage verlaufenden Störung zu konstruieren ist. Eventuell handelt es sich um eine der vielen NE-SW Störungen, die radial auf den halbkreisförmigen Störungen im Cinque Punte-Massiv stehen (vgl.Kap. 2.2).

Aloisisystem

Das Aloisisystem streicht am Osthang des Piccolo Mt.Re zu Tage aus. Es zeigt einen fast vollkommen geradlinigen Verlauf (Abb.5). Der untertage aufgeschlossene Störungsverlauf erweist sich als relativ einheitlich und einfach im Gegensatz zu Struggl oder Abendblatt. Die Aufschlüsse entlang des Aloisisystems reichen im Norden vom Schnittpunkt mit der Bärenklamm bis zu den Raibler Schichten im Süden. Der Abbau entlang der Störungszone geht schon seit vielen Jahrzehnten um, da sie relativ gleichmäßig bauwürdig vererzt ist.

Im nördlichen Feldteil fiedert sich das Aloisisystem mit deutlicher Westdrehung an der Bärenklamm in viele Einzelstörungen auf. Im mittleren Bereich, im Liegenden der Kalkig-tuffitischen Serie, spaltet sich die Hauptstörung in einen

westlichen und einen östlichen Zug nach Norden auf, von dem nur der östliche bergmännisch erschlossen ist (XII.Sohle).

Im Süden zeigt das Aloisisystem ein Aufspalten zu den Raibler Schichten hin. Unterhalb der XII. Sohle sind die 1.vena, 2.vena und die 3.vena wegen ihrer Erzführung durch den Bergbau erschlossen.

Das Prinzip der Aufspaltungen finden wir auch im engeren Störungsbereich wieder: ständig zweigen kleinere, mit Harnischen versehene Störungen nach Süden, nach Norden und zur Teufe hin ab. Somit hat der Bergmann überall ein System von großen und kleinen Gesteinskeilen ("cuneo") und, wenn sich die Störungen wieder vereinigen, ein System von Gesteinskernen vor und über sich (vgl.Abb.25). Die somit entstehende mechanische Isolierung größerer Gesteinspartien birgt für den Abbau eine große Gefahr (vgl.Kap. 3.2).

Das Aloisisystem zieht, ohne die Richtung zu ändern, in die Raibler Schichten hinein. Weiter im Süden vereinigt es sich mit dem Strugglsystem. Von allen Großstörungen hat das Aloisisystem im Grubenbereich einen relativ geradlinigen Verlauf in der Horizontalen und in der Vertikalen. Es ist daher besonders prädestiniert dafür, daß sich an ihm latente Spannungen entladen können. So wurde nach dem Erdbeben vom 13.11.1965 ein horizontaler Versetzungsbetrag am Aloisiblatt auf der O.Sohle von 7 cm und eine Aufweitung von 1 mm festgestellt.(vgl.Kap. 3.21).

Strugglsystem

Im Vergleich zum Aloisisystem ist das Strugglsystem wesentlich komplizierter angelegt. Übertage zweigt es am E - Hang des Piccolo Mt.Re vom Abendblattsystem nach Osten ab und zieht durch den Tagebau "Udo" in die Raibler Schichten.

Die Strugglstörungen sind in ihrem Nordteil nur auf den höheren Sohlen (oberhalb der V.Sohle) vererzt; auf den tieferen Sohlen dagegen ist wegen fehlender Vererzung der Schnittbereich Bärenklamm/Struggl demzufolge nicht aufgeschlossen.

Infolge der bauwürdigen Vererzung sowohl in der oberen

Kalk-Dolomitserie als auch in den Raibler Schichten liegt das Störungssystem im Süden gut aufgeschossen vor. Vor dem Eintritt in die Raibler Schichten schwenkt das Strugglsystem etwa in die Streichrichtung der Schichten um und verzweigt sich in einzelne Blätter nach Süden (XV. Sohle: Grenzschlag, Abzweigung, vena est, vena ovest). Der Versetzungsbetrag am Strugglsystem setzt sich aus mehreren Einzelbeträgen an verschiedenen Störungsblättern zusammen und beträgt ca. 200 m. Im Gegensatz zum Aloisisystem, bei dem sich einzelne Störungen vor Erreichen der Faziesgrenze nach Süden aufspalten, konvergieren einige Blätter wieder und bilden somit große Gesteinskeile, die mehrere hundert Meter lang werden können.

Innerhalb der Raibler Schichten verzweigen sich die Hauptstörungen in eine große Zahl von Einzelblättern. Die Aufschlüsse auf der XV. und XVII. Sohle zeigen bisweilen bis zu 10 Störungen auf eine Streckenbreite.

Die beiden Systeme Struggl und Aloisi konvergieren im Süden der Lagerstätte innerhalb der Raibler Schichten (XIII. und XV. Sohle). Dadurch wird ein großer Gesteinskeil gebildet, der von den Struggl- und Aloisisystemen begrenzt wird.

Abendblatt- und Morgenblattsystem

Während der Anfänge des Bergbaues Raibl konzentrierte sich der Abbau auf das Abendblattsystem. Die Nomenklatur für seine einzelnen Blätter ist heute unklar. Der von den Alten häufig benutzte Name "Morgenblatt" für das östliche Blatt des Störungssystemes ist heute eine vergessene Bezeichnung.

Übertage erkennt man, daß das Abendblattsystem eine Fortsetzung des Bärenklammsystems zu sein scheint. Es zweigt NW-lich des Piccolo Mt.Re von der Bärenklammkluft, die morphologisch markant ausgebildet ist, nach Süden ab und zieht sich östlich des Gipfels mit leicht SW-licher Streichrichtung entlang. Am Scharungspunkt von mehreren NE-SW streichenden Störungen knickt es in eine SE-Richtung ab. Am Raibler Kontakt versetzt das Blatt in der tief eingeschnittenen Johanni-Kluft die Raibler Schichten gegen den Riffkalk um horizontal 140 m. Nach Süden setzen sich die Abendblattstörungen in die Raibler

Schichten fort, doch gibt es keine bergmännischen Aufschlüsse wegen der fehlenden Vererzung.

Die Untertageaufschlüsse beweisen, daß das Abendblattsystem sich nicht aus dem Bärenklammsystem entwickelt hat, sondern von diesem scharf abgeschnitten wird. Es stoßen in dem Schnittbereich drei Abendblattstörungen (I.II. und II.) auf die Bärenklammstörungen. Im Bereich der colonna principale vereinigen sich die drei Blätter zu einer Abendblattstörung, die kurz vor Erreichen der Raibler Schichten mit dem Morgenblattsystem zusammenläuft. Innerhalb der Raibler Schichten ist das Abendblatt, das hier nur aus einem einzigen Blatt besteht, nicht bergmännisch erschlossen.

Bärenklammsystem

Von Norden zweigt das System in der markanten Bärenklammschlucht vom Tal des Rio del Lago nach SW ab. Es trennt den Piccolo Mt.Re vom Mt. Re an und verzweigt sich etwa 800 m vor Erreichen der Raibler Schichten in zwei Hauptstörungen, die sich nach 600 m bereits wieder vereinigen. Dadurch wird ein großer Gesteinskeil mit NE-SW-licher Streichrichtung gebildet. 50 m nördlich der Raibler Schichten schwenkt die Störungszone nach Süden um und versetzt die westlich der Störung gelegenen Raibler Schichten um 150 m nach Süden. In diesem Bereich wird die Störung mit dem Namen "Rinnengraben" belegt.

Untertage ist das Bärenklammsystem nur an wenigen Stellen angefahren. Seine ganze Länge ist wegen der sporadischen Vererzung nie erschlossen. Der NE-Teil der Bärenklammstörungen ist am Schnittpunkt mit dem Aloisisystem auf ca. 300 m vertikale Erstreckung erschlossen (Giuseppe- bis zur XIII. Sohle). Meist ist nur eines der parallel verlaufenden Blätter angefahren.

Der Schnittbereich mit dem Abendblattsystem ist nur auf den Sohlen O und Sebastiani aufgeschlossen. Diese nur kleinen lokalen Aufschlüsse lassen ein scharfes Abschneiden der Störungen durch die Bärenklammverwerfer erkennen.

Am Raibler Kontakt schneidet das Bärenklammsystem die Abendschlagstörungen und versetzt die Raibler Schichten um

ca. 100 m nach SW (Sebastiani- und Giuseppe-Sohle). Dieser Bereich ist wegen seiner reichlichen Vererzung gut aufgeschlossen.

Abendschlagsystem

Dieses System nimmt eine Sonderstellung ein, da es nicht gleichsinnig zu den anderen NS-Störungen verläuft und eine andere tektonische Bedeutung hat. Die Störungen verlaufen am Übergang zum Riffgestein zu den Raibler Schichten parallel zum Schichtstreichen mit antithetischem Einfallen. Sie sind nur auf zwei Sohlen (Giuseppe und Sebastiani) durch Abbaue erschlossen. Auf der XV. Sohle westlich von den Struggl-störungen am Raibler Kontakt ist ebenfalls eine zum Schichtstreichen parallele Störung zu sehen, doch gibt es keine durchgehende Verbindung dieser Störung zu denen auf den höheren Sohlen.

2.33 Vertikaler Verlauf der Störungen

Ein wesentlicher Teil der Aufgabenstellung für die vorliegende Arbeit bestand darin, den vertikalen Verlauf aller Störungen und damit den Zusammenhang der Störungen auf allen Sohlen zu ermitteln. Es lagen zwar bereits Markscheiderpläne mit dem horizontalen Verlauf einiger Störungssysteme vor, doch fehlten die für die Praxis bedeutungsvollen Vertikalprofile im gesamten Grubenbereich.

Im Rahmen dieser Arbeit fertigte ich 14 E-W Profile senkrecht auf Aloisi, Struggl und Abendblatt sowie drei NW-SE Profile senkrecht auf die Bärenklammstörungen an. Nur drei Beispiele wurden von den 17 Profilen für die vorliegende Arbeit ausgewählt (Abb. 7 - 9).

Das Aloisisystem ist oberhalb der XII. Sohle nur mit einem Hauptblatt repräsentiert, das sich nach unten zu in drei Störungen aufzweigt: "1.vena", "2.vena" und "3.vena". Die "2.vena", die als einzige in dem Profilbereich Erz führt, scheint sich in der Tiefe mit der "3.vena" unter dem Niveau der Kalkig-tuffitischen Serie wieder zu vereinigen. Von der "2.vena" zweigt unterhalb der XV. Sohle eine kleinere taube Störung nach Westen ab. Im Großen und Ganzen weist das Aloisisystem

die Tendenz auf, sich zur Teufe hin aufzuspalten. Das gilt aber nur für den südlichen Teil des Systems.

Im Norden dagegen, im Liegenden der Kalkig-tuffitischen Serie, verläuft nur ein Störungsblatt geradlinig mit leichtem Westeinfallen. Diese z.T. gut vererzte Störung wird im Nordrevier von den Bärenklammstörungen abgeschnitten. Dieser Schnittbereich ist von der XIII. Sohle bis zur Giuseppe-Sohle auf 300 m vertikal aufgeschlossen.

Das Strugglsystem hat im Gegensatz zum Aloisisystem die allgemeine Tendenz, sich nach oben hin aufzuspalten. Von der Hauptstörung Struggl zweigen über der XIV. Sohle der "Nordschlag" und der "Grenzschlag" ab. Letzterer gabelt sich über der XII. Sohle in "Abzweigung" und "Michaeli" auf. Übertage läßt sich aus dem Luftbild die morphologische Spur nur einer Strugglstörung ersehen, während bei der Geländebegehung mehrere parallele Störungen festzustellen sind.

Aus keinem der insgesamt 14 konstruierten E-W Profilen konnte entnommen werden, ob sich die Systeme Aloisi und Struggl in der Tiefe vereinigen. Falls beide Systeme das Einfallen beibehielten, würden sie etwa in 1000 m Teufe unter der Talsohle zusammenlaufen. In dem vom Bergbau erschlossenen Bereich gibt es keine die beiden Systeme verbindenden Störungen, wenn man von den obertage gut sichtbaren NW-SE verlaufenden Querbrüchen absieht (Abb.5).

Das Abendblattsystem beißt mit nur einer Störung zu Tage aus. KRAUS (1913) dagegen konnte im alten Abbaurevier der "colonna principale" auf dem Andrea-Lauf (200 m nördlich der Profillinie von Abb. 8) zwei Kluftsysteme, ein Westkluft- und ein Ostkluftsystem unterscheiden.

Unterhalb des IV. Giovanni-Laufes spaltet sich die Abendblattstörung in vier einzelne Störungen auf, deren östliche früher als Morgenblatt bezeichnet wurde. Die beiden mittleren Störungen vereinigen sich wieder unterhalb der O.Sohle, so daß ein großer Gesteinskeil von 350m Länge und 70 m Breite entstanden ist.

Die Vererzung an allen Abendblättern ist gut, aber schon

seit langem abgebaut. Die heutigen Aufschlüsse im Bereich der Abendblattstörungen sind durch die Ausbaue nicht überall mehr gut zugänglich.

Das Bärenklammsystem ist bergmännisch nicht so gut erschlossen wie die eben beschriebenen Systeme. Man erkennt auf den oberen Sohlen zwei parallele Störungen (Abb.9). Unterhalb der XII.Sohle fächert das südöstliche Blatt in drei Störungen auf, wie die Aufschlußarbeiten auf der XIII. Sohle zeigen.

Die Vererzung an den Bärenklammstörungen ist vom Giuseppe-Lauf bis hinab zur XIII. Sohle auf eine vertikale Erstreckung von rund 300 m erschlossen. Die Erzführung hält sich vorwiegend an die südöstliche der beiden Hauptstörungen.

2.4. Ältere Deformationspläne

Eine weitere Aufgabenstellung für diese Arbeit bestand darin, latente Spannungszustände zu untersuchen, die z.T. einer rezenten Tektonik zugeordnet werden müssen. Um die strukturellen Voraussetzungen für eine rezente Tektonik zu ermitteln, ist es nötig, die Strukturentwicklung des gesamten Lagerstättenbereiches bis zum Quartär hin zu verfolgen. Alle bis zu diesem Zeitpunkt abgeschlossenen tektonischen Entwicklungen sollen unter dem Begriff "ältere Deformationspläne" zusammengefaßt werden.

Bei der Betrachtung der älteren und jüngeren tektonischen Phasen muß von folgendem geotektonischen Prinzip ausgegangen werden: einmal angelegte Störungsflächen wirken als mechanische Inhomogenitäten und werden bei erneuten Bewegungen als Bewegungsflächen wieder benutzt.

Wie bereits eingangs ausgeführt, liegt die Lagerstätte auf dem Nordflügel einer großen Mulde, deren Achse NW-SE (130 Grad) streicht und, soweit die lokalen Aufschlüsse erkennen lassen, horizontal liegt. Demzufolge haben die schichtigen Lagen im Riffgestein und die Raibler Schichten die gleiche Streichrichtung. Die Anlage der Muldenstruktur erfolgte während der ersten Tektogenese, bei der ein NE-SW gerichteter Spannungsplan auftrat. Dieser führte zu einer einengenden Bewegung.

Im Verlauf einer jungen Bruchtektonik wurde der Muldenflügel

im Lagerstättenbereich durch einzelne streichende und quer= verlaufende Störungen in einzelne Schollen zerlegt. Die streichenden Störungen laufen parallel zum Schichtstreichen. Morphologisch lassen sie sich meist nur im Riffgestein erkennen. Nur zwei Störungen westlich der Rinnengabenstörung verlaufen etwa schichtparallel in den Raibler Schichten, nachdem sie aus der Querrichtung innerhalb des Riffgesteins zur Schichtung parallel eingeschwenkt sind.

Untertage sind die streichend verlaufenden Störungen be= sonders oft in den Raibler Schichten angefahren. Die berg= männisch bedeutendste dieser Störungen ist die Abendschlag= störung direkt am Raibler Kontakt. Sie führt reichlich Erz und ist im Bereich der Sohlen Giuseppe und Sebastiani auf 200 m in vertikaler Richtung aufgeschlossen. Die Störung fällt in diesem Aufschlußbereich mit 70 bis 80 Grad nach NE anti= thetisch zum Schichtfallen der Raibler Schichten ein. Nach einem Profilschnitt auf der Sohle Sebastiani (parallel zum W-Querschlag in Richtung cant. Abendschlag) zu urteilen, fand an dem dort aufgeschlossenen Blatt des Abendschlages eine Ab= schiebung statt, die das Ergebnis einer Zerrungstektonik dar= stellte.

Die Querstörungen streichen etwa senkrecht auf die Raibler Schichten zu. Zu der Gruppe der Querstörungen zählen folgende Störungssysteme: die außerhalb des Abbaurevieres und westlich der "Muda" verlaufenden zwei NE-SW Störungen, Muda, Bären= klamm, Abendblatt, Struggl, Aloisi und Fallbach. Die Quer= störungen stehen etwa senkrecht auf der Muldenachse und somit parallel zur ac-Ebene der Mulde. Charakteristisch für diese Störungen sind ihre großen vertikalen und horizontalen Erstreckun= gen, letztere bis über 3 km.

Der Begriff "Querstörung" soll hier beschreibend als Über= begriff verwendet werden, der die Begriffe "Querkluft" und "Verschiebung" (beide im Sinne von CLOOS 1936) zusammenfaßt. Es werden also unter dem Terminus "Querstörung" zwei völlig getrennte genetische Vorgänge vereint: Unter "Querkluft" ver= steht CLOOS eine Kluft in ac-Richtung, an der keine Bewegung auf der Trennfläche stattgefunden hat. Es handelt sich also

genetisch um Zug- bzw. um Trennbrüche. Bei einer "Verschiebung" fand eine Dislokation auf der Trennfläche statt, d.h., die getrennten Gesteinsblöcke bewegten sich aneinander.

Nach diesen Definitionen stellen die oben genannten Querstörungen in Raibl Querklüfte mit nachträglicher Verschiebung dar. Die heute zu beobachtenden Verschiebungsbeträge setzten sich aus der Summe der einzelnen Beträge zusammen, die durch mehrphasige gleich- oder gegensinnige Bewegungen entstanden sind.

In Raibl kann man folgende Bewegungsphasen nach den neuen Untersuchungen unterscheiden:

1. Ausbildung der obengenannten Querklüfte, deren erste Anlage eventuell während der Faltungsphase erfolgte. Es entstanden nur Zug- oder Trennbrüche ohne verschiebende Bewegung.

2. An den Querklüften fanden nachfolgend horizontale Versetzungen statt. Die zwischen diesen Klüften liegenden Gesteinsblöcke wurden nach Süden geschoben, wie aus dem Verlauf der Raibler Grenze hervorgeht.

Der Block zwischen Aloisi und Struggl wurde am Struggl-system um 200 m nach Süden und der Block zwischen Struggl und Abendblatt um 140 m ebenfalls nach Süden geschoben. Der westlich von Abendblatt liegende Block hat an der Rinnengrabenstörung eine entgegengesetzte relative Verschiebung nach Norden erfahren. Ich nehme an, daß an dieser Rinnengrabenstörung in der 3. Phase (siehe unten) eine Verschiebung stattgefunden hat, deren Betrag den der 2.Phase aufgehoben hat.

Während dieser 2. Phase bildeten sich die oben erwähnten streichenden Störungen durch eine wesentliche horizontale Komponente heraus. Wie an der untertägig aufgeschlossenen Abendschlagstörung ermittelt wurde, handelt es sich an dieser streichenden Störung um eine Abschiebung.

3. Durch einen erneuten Spannungsplan, der zur Bildung eines Kesselbruches führte, setzten sich die Bewegungen an den Querstörungen fort. Die intensivste Bewegung erfolgte an dem Bärenklamm/Rinnengrabensystem, das damit zur NW-lichen Begrenzung des Kessels wurde. Dabei erfolgte an ihr eine südgerichtete Verschiebung des westlich von ihr gelegenen Gesteinsblockes.

Diese Versetzung erfolgte gegensinnig zur Bewegung der 2. Phase, so daß jetzt der Block zwischen Abendblatt und Rinnengraben nach Norden verschoben zu sein scheint.

4. Als letzte der "älteren Deformationsphasen" ist die Absenkung eines Grabenbruches zu erkennen. Zu einer südgerichteten Horizontalkomponente kam eine Vertikalkomponente hinzu. Die Blöcke zwischen Rinnengraben im Westen und Fallbach im Osten sanken staffelbruchartig in die Tiefe, wobei die tiefste Scholle zwischen Fallbach und Aloisi liegt.

Von diesem letzten Bewegungsakt zeugen die an den großen Störungsblättern erkennbaren Harnischstriemungen (Abb.6). Die Lineare tauchen an den großen NS-Störungen generell nach S bis SE ein. Ihre Inklinationen weisen auf die Resultierende der südgerichteten Horizontalkomponente und der Vertikalkomponente hin, mit denen sich die Gesteinsblöcke bewegt haben.

Wie bereits kurz erwähnt, finden an den NS-Störungen, besonders an Aloisi, heute noch Verschiebungen statt, so daß anzunehmen ist, daß die Bildung des Grabenbruches noch nicht abgeschlossen ist.

Die Anlage der NS-Störungssysteme im Raibler Tal des Rio del Lago dürfte plio - pleistozänen Alters sein, da der von Süden kommende Gletscher eine Senke vorgefunden hat und dort nach dem Abschmelzen den Endmoränenwall zurückgelassen hat, der zur Aufstauung des Raibler Sees führte.

Auf ähnlich gleichaltrige Einsenkungen am Rand oder im Innern der Südalpen weist E.KRAUS (1955) hin. Auch bei KAHLER (1955) (für die Karawanken) und bei A.WINKLER v. HERMADEN-KAPFENSTEIN (1955) (für die Südalpen) finden sich Hinweise auf jungtertiäre bis altquartäre Bewegungen, die tektonischen Ursprungs sind. KLEBELSBERG (1951, bei WINKLER v. HERMADEN-KAPFENSTEIN zitiert) mißt dagegen bei der jungen Tektonik der Glazialisostasie eine größere Bedeutung bei, durch die rascher ablaufende Bewegungen verursacht wurden.

Zusammenfassend kann man zum tektonischen Werdegang des Lagerstättenbereiches folgendes sagen:

1. Anlage der Muldenstruktur mit NE-SW gerichteten Querklüften.
2. Anlage der Querstörungen durch Verschiebungen an den Querklüften.
3. Anlage des Kesselbruches
4. Anlage des Grabenbruches

Im Gegensatz zu der hier kurz dargestellten tektonischen Entwicklung,, die hier als Folge "älterer Deformationspläne" verstanden wird, herrschen auch heute noch Gebirgsspannungen, die über das normale Maß hinausgehend zu lokalen bruchhaften Deformationen führen. Orientierung und Wirkung dieser rezenten ("jüngeren") Spannungen werden in den folgenden Kapiteln bei der Besprechung der Gebirgsschläge erörtert.

3. Tektonik und Gebirgsschläge

Des Auftreten der Gebirgsschläge war früher schon Gegenstand von Erörterungen, die allerdings mehr betriebsintern waren. So stellte TSCHERNIG (1950) in einer ersten Auswertung bereits Zusammenhänge der Gebirgsschläge mit ihrer lokalen, räumlichen und zeitlichen Verteilung fest.

An den mir von der Grubenverwaltung zur Verfügung gestellten statistischen Unterlagen über die Gebirgsschläge aus den Jahren 1953 bis 1968 habe ich die bei TSCHERNIG untersuchten Zusammenhänge weiter verfolgt und sie graphisch dargestellt.

Seit 1964 stieg die Zahl der Gebirgsschläge sprunghaft auf über 160 pro Jahr an, während in den Jahren davor nur höchstens 40 Schläge pro Jahr registriert wurden (Abb.16). Dieser Anstieg und die damit verbundene enorme Gefährdung der Bergleute veranlaßte die genauere Untersuchung der Ursache für die Gebirgsschläge.

Im folgenden soll untersucht werden, inwieweit eine Abhängigkeit der Gebirgsschläge von der Tektonik und von der bergmännischen Arbeit besteht, die das Spannungsgleichgewicht innerhalb des Gebirgs stört. Es müssen demnach die natürlich und die künstlich entstandenen Gesteinsspannungen getrennt untersucht und in Betracht gezogen werden. Zusätzlich zu

diesen Untersuchungenlaufen seit einigen Jahren geophysikalische Forschungen und Experimente durch das Polytechnikum Turin zum Problem der Gebirgsschläge im laufenden Bergbaubetrieb.

Als Grundlage für die nachstehenden Untersuchungen sollen die Ergebnisse der in Kapitel 2 dargestellten Studien über den tektonischen Bauplan dienen. Denn erst wenn die tektonischene Strukturen ermittelt worden sind, kann das Problem der Gebirgsschläge eingehender untersucht werden.

3.1 Definition Gebirgsschlag - Bergschlag

In der Literatur werden beide Begriffe benutzt, ohne daß ihre Bedeutung klar von einander abgegrenzt wurden. Der Bergmann spricht traditionsgemäß von "Gebirgsschlägen". Im Bergbau Raibl wird diese Erscheinung "Colpi di tensione", mit "Spannungsschläge" wörtlich übersetzt, bezeichnet. Erst MÜLLER (1963) grenzt beide Begriffe von einander ab und versteht unter einem Bergschlag ein plötzliches Abstoßen von meist schalenförmigen Gesteinsplatten in Stollen und Tunneln. Als Gebirgsschlag versteht derselbe Autor "ein spontanes, meist mit weitgehender Gesteinszertrümmerung verbundenes Ausbrechen von Flözen im Streb; plötzliche Umsetzung gespeicherter Formänderungsenergie ist schon immer als Auslösung von Spannungen angesehen worden" (S. 175).

Ein Gebirgschlag stellt nach DENKHAUS (1966) generell die Entladung einer Restspannung dar, die nach der plastischen und elastischen Verformung übrig bleibt. "Ein Gebirgsschlag wird in Südafrika definiert als plötzliches und heftiges Hereinbrechen von Gestein in einen bergmännischen Hohlraum, wobei die Ursache weder das Eigengewicht der hereinbrechenden Massen noch die Kräfte sind, die durch Werkzeuge, Sprengstoffe oder ähnliche Mittel absichtlich hervorgerufen werden" (DENKHAUS 1966, S. 16).

Für die Erscheinungen in Raibl soll nur der Begriff des Gebirgsschlages verwendet werden, da mit dem Schlag eine Gesteinszertrümmerung mit und ohne Hereinbrechen von Gestein in den bergmännischen Hohlraum verbunden ist. Wie nachstehend

gezeigt werden wird, herrschen in Raibl Gebirgsschläge ohne Hereinbrechen von Gesteinsmaterial vor.

3.2 Erscheinungsformen der Gebirgsschläge in Raibl

Die Gebirgsschläge zeigen grundsätzlich zwei Effekte, nach denen sie formal getrennt werden können:

1. Schläge ohne Hereinbrechen von Gesteinsmaterial
2. Schläge mit Hereinbrechen von Gesteinsmaterial

Jeder Gebirgsschlag wird von einem kurzen schußartigen Geräusch angezeigt, dessen Intensität verschieden stark sein kann. Ein heftiger Schlag wurde von mir übertage noch in einer Entfernung von 3 km von der Grube durch ein kurzes Erzittern des Bodens wahrgenommen.

Der weitaus größte Teil der Gebirgsschläge vollzieht sich, ohne daß sich Gesteinsmaterial ablöst. Die Gesteinsmasse wird zwar mechanisch aufgelockert und fallweise grobstückig zertrümmert, ohne daß der Verband zusammenbricht. Dabei finden nur Gleitbewegungen an den NS-Störungen statt, die nach der Bewegung als sogenannte Spiegelblätter mit und ohne Harnische zu erkennen sind. Kleinere Gleitbewegungen können auch entlang der Flächen mit Harnischstriemungen innerhalb der Störungsbrekzie erfolgen (vgl.Kap. 3.33). Wahrscheinlich bewirken diese Bewegungen die feinen Knistergeräusche, die einem Gebirgsschlag immer vorausgehen.

Ab und zu wurde beobachtet, daß sich die Felssohlen in einigen Streckenabschnitten bei einem Gebirgsschlag bis maximal 80 cm gehoben haben. Häufiger kommt es vor, daß die Ulmen einer Strecke konvergieren, besonders innerhalb der plastischen Kalkig-tuffitischen Serie. Bekanntlich bestehen um jeden bergmännischen Hohlraum Spannungen, die sich stets gegen den Hohlraum hin entladen können (Trompeter'sche Zone).

Dem Gebirgsschlag geht ein leises, für das menschliche Ohr nicht wahrnehmbares Knistergeräusch voraus. Das Polytechnikum Turin untersucht zur Zeit mit Hilfe der Seismoakustik diese Knistergeräusche, um Ort und Zeit von Gebirgsschlägen voraussagen zu können.

Besonders gefährlich für den Bergbau sind die Gebirgsschläge, bei denen Gesteinsmaterial in den Abbau oder die Strecke bricht. In Raibl wird, im Gegensatz zu anderen gebirgsschlaggefährdeten Gruben, selten ein Abspringen von ganzen Gesteinsschalen aus dem festen Gesteinsverband beobachtet (Bergschlag). Meist handelt es sich um das Hereinbrechen größerer Massen von Gesteinsstücken, die vorher durch eine oder mehrere Trennflächen ("Keile" oder "Kerne") von dem festen Gesteinsverband gelöst wurden. Besonders gefährlich sind die Stellen, an denen sich aus einem nach unten geöffneten Keil brekziiertes oder mylonitisiertes Gesteinsmaterial lösen kann. Das gleiche gilt für Material zwischen zwei parallen geneigten Störungsflächen. Die Menge des hereingebrochenen Materials betrug nach der Statistik maximal 500 t pro Gebirgsschlag. Im Durchschnitt liegt die Menge bei ca. 10 t.

Unterschiedliche Erscheinungsformen des Hereinbrechens kann man in Abhängigkeit von der räumlichen Lage der Gebirgsschläge beobachten. Auf den tiefergelegenen Abbauniveaus brechen meist kleinere und größere Gesteinsmassen von natürlichen Trennflächen ab. Es bedarf dazu meist keines großen Hohlraumes. So werden häufig starke Gebirgsschläge mit Hereinbrechen von Material beim Auffahren eines vergleichsweise kleinräumigen Rolloches beobachtet, das in der Regel im Störungsbereich aufgefahren wird.

Wesentlich größere Gesteinsmassen brechen von der gesamten Firstbreite herein, wenn sich der Abbau der hangenden Förderschle bis auf eine bestimmte Meterzahl genähert hat. Auslösendes Moment für diese äußerst gefährlichen Ablösungen sind normale Gebirgsschläge.

Die Gebirgsschlagbereiche finden sich nur entlang der großen NS-Störungen Aloisi und Struggl (Abb. 10). Zur Teufe hin ist eine Zunahme der Gebirgsschlagtätigkeit zu verzeichnen. Die gebirgsschlagfreie Zone reicht am Strugglsystem bis zur V. Sohle (75 m unter Talniveau) hinunter. Auch TSCHERNIG (1950) gibt für Raibl eine gebirgsschlagfreie Zone von 75 m unter Talsohle an. (zum Vergleich: Bleiberg 110 m, Kreuth 230 m und Dirstentritt 100 m unter Talniveau).

3.21 Räumliche Verteilung

Die Gebirgsschlagbereiche befinden sich nur entlang der großen NS-Störungssysteme Aloisi und Struggl. Man kann vier Gebirgsschlaggebiete von einander abgrenzen (Abb.10):

1. Aloisi Nord im Riffkomplex
2. Aloisi Süd im Riffkomplex
3. Struggl Nord im Riffkomplex
4. Struggl Süd in den Raibler Schichten.

Durch die Auswertung der in der Grubenverwaltung vorhandenen Statistik über die Gebirgsschläge stellte sich heraus, daß am gesamten durch den Abbau erschlossenen Aloisisystem unterhalb der V. Sohle Gebirgsschläge aufgetreten sind (Abb. 11). Nur in einem ca. 400 m langen Bereich, in dem die Kalkig-tuffitische Serie durch die Aloisistörungen geschnitten wird, fanden keine Schläge statt. Dort geht auch kein Abbau um, weil die Vererzung in dem Bereich aussetzt. Im Süden und Norden dieser Serie dagegen herrscht eine intensive Gebirgsschlagtätigkeit.

Im Nordabschnitt von Aloisi liegt die besonders gefährdete Zone im Bereich der ehemaligen Abbaue zwischen der XI. und der XII. Sohle (164 bis 200 m unter Talniveau). Bei der jetzt begonnenen Vorrichtung auf der XIII. Sohle treten die ersten Schläge bereits schon beim Auffahren von Rollöchern, also ohne großen Hohlraum auf. Dieses Phänomen kann im gesamten Grubenbereich beobachtet werden, so daß die Vorrichtung tiefergelegener Erzkörper immer gefährlicher wird. Die Zahl der Schläge im Nordabschnitt des Aloisisystems beträgt mit 41 Schlägen in den Jahren 1953 bis 1967 rund 17 % aller in dem Zeitabschnitt registrierten Schläge.

Im südlichen Aloisisystem ist die räumliche Dichte der Gebirgsschläge größer als im Norden. In diesem Bereich fand in der Registrierzeit mit 100 Schlägen die höchste Zahl (42 %) statt. Auf der XV. Sohle wurde nur ein einziger Schlag innerhalb der plastischeren Kalkig-tuffitischen Serie registriert. In dem Aloisi-Süd-Bereich treten die Schläge vorwiegend an der "3.vena" auf, wo der Hauptabbau umgeht.

Sowohl in der Horizontalen als auch in der Vertikalen hat das Aloisisystem einen sehr geradlinigen Verlauf. Nur schwache Undulationen im Streichen und Fallen scheinen eine unregelmäßige Verteilung der Schläge zu bewirken. In einer betriebsinternen Veröffentlichung hat Herr Ing.Dr.Bonato die Ansicht vertreten, daß bei Bewegungen längs einer gewellten Störungfläche Druck- und Druckschattengebiete abwechseln und dadurch eine ungleichmäßige Verteilung spannungsgefährdeter Bereiche vorgezeichnet sei.

Besonders im südlichen Teil des Aloisisystems wird die Intensität der Gebirgsschläge durch das Abbausystem bedingt, durch das im Firstenstoßbau die Sicherheitsstrebe unter der hangenden Strecke nicht mehr die erforderliche Stabilität erreicht.

Struggl Nord im Riffkalk

Bevor das Strugglsystem den Rifkomplex verläßt, kommt es zu einer hohen Konzentration der Gebirgsschläge, die zwischen der XIII. und XVIII. Sohle einen Abbau der Erze verbietet ("zona bianca"). Das Strugglsystem ist in diesem Bereich durch viele Verzweigungen, Kern- und Keilbildungen gekennzeichnet, da es aus der NS-Richtung in die NW-SE-Richtung umschwenkt. In Abb. 10 ist diese Zone, die sich von der XII. bis zur XVIII. Sohle erstreckt, deutlich zu erkennen.

Die Schläge wurden seit 1953 an allen unter Abbau stehenden Blättern des Strugglsystems registriert: "vena est", "Grenzschlag" (an dem während meines Aufenthaltes die Vorrichtungsarbeiten auf der XV. Sohle begannen), "Nordschlag" und "Struggl". Im gesamten Südbereich des Systemes fand in der Registrierzeit mit 75 Schlägen die zweitgrößte Anzahl der Gebirgsschläge nach dem Bereich Aloisi Süd statt.

Struggl Süd in den Raibler Schichten

Seit 1956 treten im Strugglsystem innerhalb der Raibler Schichten zunehmend Gebirgsschläge auf, die sich auf den Bereich zwischen der XII. und der XVIII. Sohle konzentrieren. Dort wurden 10 % aller in den vier Bereichen registrierten und lokalisierten Schläge wahrgenommen. Das Verhältnis der Gebirgsschlagzahlen an Struggl Süd zu denen an Struggl Nord beträgt etwa wie 1 : 3.

Besonders auf der XV. Sohle, auf der heute der Hauptabbau umgeht, häufen sich in der letzten Zeit die Gebirgsschläge in den stratigraphisch unteren hundert Metern der Raibler Schichten, die dort meist als "Fischschiefer" ausgebildet sind. Die Ursache für die in diesem Bereich bestehende Gebirgsschlagtätigkeit läßt sich nicht so leicht erklären, da dieser gesamte Schichtkomplex plastischer reagiert als das Riffgestein. Die Entspannung müßte theoretisch weitgehend in bruchloser Deformation erfolgen. Es gibt in den Raibler Schichten wesentlich mehr mechanisch wirksame Inhomogenitäten, an denen die Entspannung stattfinden kann: die Schichtflächen bilden mit ihren Tonbelägen Gleitflächen, die eine Verschiebungsmöglichkeit zur Entspannung erlauben. Ferner ist der jetzt tektonisch vorgezeichnete Zertrennungsgrad des Gesteins viel größer als im Riffgestein. Oftmals können bis zu 10 parallele und sich verzweigende Störungen im 2 - 3 m breiten Streckenbereich auftreten. Trotz dieser zahlreichen Inhomogenitäten gibt es z.T. schwere Gebirgsschläge.

Im folgenden soll eine kurze tabellarische Übersicht über Anzahl, Ausmaß und lokale sowie zeitliche Verteilung der Schläge gegeben werden. Für das "Ausmaß" wurde eine Einteilung in drei Kategorien aufgestellt:

1 = leicht, entspricht bis ca. 1 m^3 hereingebrochenen Materials
2 = mittel, entspricht bis ca. 1 - 10 m^3 hereingebrochenen Materials
3 = schwer, entspricht über 10 m^3 hereingebrochenen Materials.

Den in der Statistik der Grubenverwaltung gegebenen Kategorien (leicht, mittel,schwer) wurden leider nicht durchwegs quatitative Angaben zugeordnet. Solche halbquantitativen Angaben wurden aber trotzdem mit in die folgende Tabelle aufgenommen.

In allen vier Bereichen stieg die Gebirgsschlagtätigkeit in den letzten zwei bis drei Jahren an. Die größte Zahl der Schläge mit dem vergleichsweise geringsten Ausmaß erkennt man im Bereich Aloisi Süd innerhalb des Riffgesteins. Auf dem Nordabschnitt desselben Störungssystems erfolgten die relativ schwersten Schläge, die im Durchschnitt stärker als "mittel"

waren. Ihre Anzahl beträgt allerdings nur 17 % an allen in den vier Bereichen registrierten und lokalisierten Schlägen. Die niedrigste Zahl wurde in dem südlichen Strugglsystem innerhalb der Raibler Schichten wahrgenommen. Diese Schläge hatten dort wie auch in dem nördlich angrenzenden Bereich ein "fast mittleres" Ausmaß. Über die Beziehung Gebirgsschlag / Schußzeit soll in einem gesonderten Kapitel eingegangen werden.

Gebirgs=schlag=bereich	Sohlen	Anzahl in den Jahren 1953-67	max.Ge=birgs=schlag=tätigkeit	Stunden nach dem Schuß	Ausmaß
Aloisi N	V-XII	41 17%	1960-62 1965-67	14,9	2,1
Aloisi S	V-XV	100 42%	1959-60 1966-67	11,2	1,8
Struggl Nord	XII-XVIII	75 31%	1953-56 1965-67	2,75	1,8
Struggl Süd	XV-XVII	21 10%	1959-60 1966-67	10,3	1,8

Tabelle 1

3.22 Zeitliche Verteilung der Gebirgsschläge

An Hand von Statistiken über die Gebirgsschlagtätigkeit aus den Unterlagen der Grubenverwaltung Raibl und von TSCHERNIG (1950) konnte eine zeitliche Verteilung der Gebirgsschläge ermittelt werden:

1. jährliche Verteilung
2. monatliche Verteilung
3. tageszeitliche Verteilung

Vorbemerkung: Man muß bei der Auswertung der Statistik über die Jahre 1953 bis 1967 feststellen, daß erst in den letzten drei Jahren offensichtlich ein sprunghafter Anstieg der Ge=birgsschlagtätigkeit stattgefunden hat. In den Jahren 1953 bis 1964 betrug dagegen die durchschnittliche Zahl pro Jahr nur 10 % der entsprechenden durchschnittlichen Zahl pro Jahr in den Jahren 1965 bis 1967. In den früheren Jahren fehlte offenbar eine systematische Beobachtung, Registrierung und

Lokalisierung der Schläge. Statt dessen erfolgte eine subjektive Wahrnehmung durch einzelne Grubenbeamte, so daß nicht alle Schläge zu allen Zeiten registriert werden konnten. Erst in den Jahren 1965 bis 1967, als die Förderleistung ihr Maximum überschritten hatte und damit eine erhöhte Beanspruchung des Gebirges durch eine intensivere bergmännische Aufschlußarbeit verursacht worden war, wuchs die Zahl der registrierten Schläge. Seit dieser Zeit wurde deshalb jeder wahrnehmbare Schlag sorgfältig aufgenommen und, soweit möglich, auch lokalisiert. Deshalb erscheint eine besonders hohe Gebirgsschlagtätigkeit in der Statistik der letzten Jahre.

Jährliche Verteilung

Die ersten Gebirgsschläge im Raibler Bergbaubetrieb werden bei TSCHERNIG (1950) aus dem Jahr 1911 erwähnt. Die meisten Schläge wurden an den großen NS-Störungen wahrgenommen. Es sollen sogar einige wenige Entspannungserscheinungen im Vincenzo-, Morgen- und Abendblatt beobachtet worden sein. Die Abbaugebiete an diesen Störungssystemen lagen damals über der Talsohle. In den letzten 14 Jahren wurden dort keine Schläge mehr registriert. 240 Gebirgsschläge, das sind 94 % aller beobachteten, hätten sich nach TSCHERNIG (1950) in den Jahren 1911 bis 1930 am Strugglblatt im Riffgestein zwischen der V. und XIII. Sohle entladen. Auch heute ist dieser Bereich noch sehr aktiv.

Fünf Zeitabschnitte innerhalb der Jahre 1935 bis 1967 zeichnen sich durch eine höhere Gebirgsschlagtätigkeit aus, wenn man einen Begrenzungsschnitt bei 15 Schlägen pro Jahr legt (Abb. 16):

1937 -39, 1941, 1953 - 55, 1959 - 60, 1965 - 67

Nicht immer ergibt sich eine eindeutige Beziehung zu der Förderleistung und damit zur bergmännischen Aufschlußarbeit.

Die höhere Zahl der Schläge in den Jahren 1953 bis 1955 geht offensichtlich auf den intensiven Abbau im Strugglsystem innerhalb des Riffgesteins zurück (vgl. Tabelle 1), eine Zone, die schon von TSCHERNIG (1950) als sehr gefährdet beschrieben

wurde und in der heute noch heftige Schläge auftreten. In der Zeit von 1959 bis 1960 erhöhte sich die Zahl der Schläge in den Bereichen Aloisi Nord, Aloisi Süd und Struggl Süd. In den letzten drei Jahren der Beobachtungszeit machte sich in allen vier Gebirgsschlaggebieten eine sprunghafte Erhöhung der Zahlen bemerkbar.

Monatliche Verteilung

Die Zahl der Gebirgsschläge pro Monat in den einzelnen Jahren zeigt recht unterschiedliche Werte (Abb.13 und 14). Es liegt nahe zu fragen, ob diese unterschiedliche Verteilung irgend eine Periodizität erkennen läßt. Systematische und jährlich immer wiederkehrende Einflüsse können sein:

a. Betriebsbedingte Faktoren: z.B. Urlaubsmonate und die mit ihnen verbundenen geringeren bergmännischen Aufschluß= arbeiten
b. Klimatisch bedingte Faktoren: z.B. Witterung, durch die eine periodisch unterschiedliche Durchfeuchtung und Erwärmung bzw. Abkühlung hervorgerufen wird.
c. Geophysikalische Faktoren, z.B. Einfluß der Gezeiten.

Um die Gesetzmäßigkeit einer hohen Zahl von Gebirgsschlägen in einem Monat zu ermitteln, d.h., ob der gleiche Monat stets eine Signifikanz von Schlägen aufweist, wurde der student - t-Test auf den Monat Januar angewendet. Dieser Monat zeigt,über 30 Jahre gesehen, die höchste Gebirgsschlagzahl. Nach der Testanalyse ist jedoch mit nur 70 % Wahrscheinlichkeit zu be= haupten, daß die Zahl tatsächlich signifikant hoch ist. Für die anderen Monate liegt die Wahrscheinlichkeit unter 50 %.

Der Monat April hat über 30 Jahre gesehen die geringste Zahl von Gebirgsschlägen. Doch ist mit nur 90 % Wahrschein= lichkeit zu sagen, daß die Zahl signifikant niedrig liegt. Dieses Minimum für den Monat April steht im Gegensatz zu den Beobachtungen von HÖFER (1960), der die Periodizität von Ge= birgsschlägen untersuchte, daß generell ein Maximum in den Monaten März/April auftritt.

Auf Grund dieser Prüfung mit statistischen Methoden läßt sich erkennen, daß kein Monat im Jahr durch eine besonders hohe bzw. niedrige Gebirgsschlagtätigkeit ausgezeichnet ist.

Einflüsse einer saisonbedingt wechselnden Abbauintensität sind ebensowenig zu bemerken wie jahreszeitlich bedingte Schwankungen von geophysikalischen und klimatischen Daten.

Tageszeitliche Verteilung

Die Verteilung der Gebirgsschläge über eine Zeitspanne von einem bis zu mehreren Tagen wird bestimmt vom Arbeits=rhythmus und besonders vom Turnus der Schießarbeiten in der Grube. Auf Grund der Auswertung der statistischen Unterlagen konnte ich folgende Abhängigkeiten vom Zeitpunkt des Schusses bis zum Gebirgsschlag feststellen (Abb. 15):

40 % aller Schläge erfolgen unmittelbar nach dem Schuß,
25 % aller Schläge bis 8 Stunden nach dem Schuß (sie liegen damit innerhalb der jeweils folgenden Arbeitsschicht),
25 % aller Schläge zwischen 8 und 24 Stunden und
10 % aller Schläge erfolgen später als 24 Stunden nach dem Schuß.

Wie aus einer Tabelle bei TSCHÄNIG (1950) zu ersehen ist, gibt es zwischen 12 und 14 Uhr sowie zwischen 20 und 22 Uhr Maxima der Gebirgsschlagzahlen. In diesen Zeiträumen dürften damals die Schießarbeiten durchgeführt worden sein.

Vergleicht man in allen vier Gebirgsschlaggebieten die Zeit=intervalle Schuß / Gebirgsschlag, kann man folgendes fest=stellen (Tabelle 1):

Im Strugglsystem, innerhalb des Riffgesteins, löst sich der Schlag durchschnittlich 2 3/4 Stunden nach dem Schuß und damit von allen Bereichen am schnellsten aus, in denen die Schläge durchschnittlich erst 10 bis 15 Stunden nach dem Schuß eintreten. Daraus läßt sich erkennen, daß im Struggl=system innerhalb des Riffkomplexes eine besonders hohe Spannung herrscht, die sich jeweils relativ kurz nach dem Schuß ent=lädt.

Manchmal werden besonders kräftige Schläge kurz nach dem Schichtbeginn registriert, wenn die Arbeit im gesamten Gruben=gebäude für einige Tage geruht hat. Offensichtlich können Arbeiten mit schlagenden oder hämmernden Werkzeugen aufge=staute Spannungen auslösen. Als Beispiel sei hier ein sehr

heftiger Gebirgsschlag erwähnt, in dessen Folge auf der XV. Sohle im Strugglsystem innerhalb der Raibler Schichten die Förderstrecke auf mehrere Zehnermeter verstürzte. Die Arbeit hatte in der ganzen Grube am Mittwoch, d. 12.6.1968 geendet und wurde am darauffolgenden Montag mit der ersten Schicht nach vier Ruhetagen wieder aufgenommen. Der Gebirgsschlag ereignete sich etwa eine Stunde nach der Arbeitsaufnahme um 8.03 in der Frühe.

3.23 Gebirgsschläge und Feuchtigkeit

Im folgenden muß zusätzlich eine Abhängigkeit der Gebirgsschlagtätigkeit von der Durchfeuchtung des Gesteins diskutiert werden, wie dies von zahlreichen Autoren für andere Gruben bereits getan wurde. Als Grundlage dient eine Kartierung der durchfeuchteten und trockenen Gesteinspartien auf dem Strugglblatt (Abb. 12).

Im Riffgestein lassen sich trockene und feuchte Streckenabschnitte unterscheiden, während in den Raibler Schichten eine gleichmäßigere Durchfeuchtung vorherrscht. Im Riffgestein beschränkt sich die Wasserführung im Wesentlichen auf künstlich geschaffene vertikale Wasserwege (Rollöcher) und auf klaffende Störungen. In den Raibler Schichten dagegen beobachtet man häufiger eine starke Durchfeuchtung langer Streckenabschnitte. Die markante Wasserführung in Rollöchern und Klüften tritt hier zurück.

Der Unterschied in der Gesteinsfeuchtigkeit der Raibler Schichten und des Riffgesteins liegt einmal im unterschiedlichen Durchklüftungsgrad und zum andern im verschiedenen Porenvolumen beider Gesteine begründet. Darüber fehlen jedoch genaue Angaben und Untersuchungen, so daß die durchgeführte Kartierung als einzige Grundlage dienen muß.

Das Gestein des Riffkomplexes ist spröde und in Kluftkörper unterteilt. Offensichtlich wirkt das Wasser in den Klüften verschieden je nach topographischer Höhenlage im Grubengebäude. Dabei spielen hydraulische Parameter insofern eine Rolle, als freies Kluftwasser (unter geringem hydrostatischen Druck stehend) oberhalb des Talniveaus den E-Modul und damit die Poisson'sche Zahl herabsetzt. Dadurch wird nach LINK (1961)

und MÜLLER (1963) das Gebirge geschmeidiger und kompressibler. Die Beweglichkeit der Kluftkörper untereinander wird dadurch größer, die Plastizität des gesamten Gesteinsverbandes nimmt zu und die Spannungen können durch bruchlose Deformationen leichter ausgeglichen werden.

Sofern sich dagegen gespanntes Kluftwasser oder Kluftwasser unter hohem hydrostatischen Druck im Gesteinsverband befindet, steigt die Sprödigkeit des Kluftkörperverbandes. Das führt zu einer Erhöhung der Elastizität, die die Möglichkeit eines Spannungsausgleiches durch bruchlose Deformation weitgehend verringert. Die Anwesenheit von Kluftwasser kann beide Effekte erzielen:

freies Kluftwasser: plastische Eigenschaften (LINK 1961 und MÜLLER (1963)

gespanntes Kluftwasser: elastische Eigenschaften (KOSTELKA 1961).

KOSTELKA (1961) hält es für möglich, daß durch die Abgabe des Gebirgswassers eine Entspannung eintreten kann. Er stützt seine Annahme auf die Beobachtung, daß beim Abteufen eines Blindschachtes in Bleiberg/Kreuth mit zunehmendem Abteuffortschritt ein Absinken der Gebirgsschläge zu verzeichnen sei. Es müßte sich m.E. bei der Abgabe des Wassers um gespanntes Kluftwasser gehandelt haben, das eine erhöhte Spannung im Gesteinsverband verursacht hatte.

Die in Raibl gesammelten Beobachtungen zeigen für das Riffgestein Zonen schwacher und starker Durchfeuchtung. Dabei neigt jedoch die stark durchfeuchtete Zone, entgegen den Uberlegungen von LINK (1961) und MÜLLER (1963), zur erhöhten Gebirgsschlagtätigkeit, was nach den o.a. Autoren nicht ohne weiteres erklärlich ist. Es muß sich also bei der Durchfeuchtung mehr um gespanntes Kluftwasser handeln, das die Sprödigkeit des Gesteinsverbandes heraufsetzt.

In den Raibler Schichten ist tatsächlich eine geringere Gebirgsschlagtätigkeit bei gleichmäßigerer Durchfeuchtung festzustellen. Es kann angenommen werden, daß die Plastizität der Raibler Schichten bei gleichem Wassergehalt höher ist als die des Riffgesteins. Dabei ist zu berücksichtigen, daß sich der Wassergehalt im gesamten Komplex der Raibler Schichten

mehr auf das Porenvolumen bzw. auf Adsorptivwasser beschränkt, während im Riffgestein der Wassergehalt fast ausschließlich auf die Klufträume beschränkt ist.

Es ist naheliegend, daß die großen Störungszonen mit der intensiven Zerklüftung die Wasserführung an sich ziehen. Trotz der Karsterscheinungen im Lagerstättenbereich ist es verwunderlich, daß das gesamte Grubengebäude mit insgesamt ca. 1 m^3 / sec. eine relativ geringe Wasserführung zeigt. In diesem Zusammenhang muß erwähnt werden, daß die Aloisistörungen unterhalb des mit Schottern gefüllten Valle del Lago keine erhöhte Wasserführung zeigen. Es scheint demzufolge keine Kommunikation zwischen dem Grundwasser in den Schottern und dem Kluftwasser zu bestehen.

3.3 Gesteinsspannungen

Generell steht jedes Gestein im natürlichen Verband unter Spannungen, die einen unterschiedlichen Ursprung haben. Dies wird für einen Untertagebetrieb dann bedeutungsvoll, wenn durch diese Spannungen Störungen oder Gefährdungen für den laufenden Betrieb auftreten. Unterschiedliche Spannungszustände des Gesteins innerhalb des Grubengebäudes entstehen einmal durch natürliche, primäre und zum andern durch künstliche, sekundäre Gesteinsspannungen. Beide Spannungsarten wirken auf die vom Bergmann geschaffenen Hohlräume. Von den Festigkeitseigenschaften des Gesteins und vom Gesteinsverband hängt es ab, ob die die Hohlräume umgrenzenden Gesteine durch die Spannungen deformiert werden oder nicht.

Es sollen im folgenden keine rechnerischen Bestimmungen der einzelnen Spannungskomponenten gegeben werden, wie es u.a. MOHR (1963) und FRITZSCHE (1961) getan haben. Für derartige Berechnungen fehlen gerade für den Bergbau Raibl systematische Bestimmungen der Gesteinsparameter. Vielmehr sollen die Faktoren erwähnt werden, die für die Existenz und die Auslösung von Spannungen hier eine Rolle spielen.

3.31 Natürliche, primäre Gesteinsspannung

Im folgenden sollen diese Spannungen in eine schwerkraftbedingte Hauptspannung (nach SPANG & KAHLER (1963): "Statischer

Schweredruck"), in eine tektonisch bedingte Gebirgsspannung (nach SPANG & KAHLER (1963): "Statischer tektonischer Druck") und in eine "Restspannung" (KIESLINGER 1959) unterteilt werden.

Die senkrechte Hauptspannung herrscht überall im unverritzten und verritzten Gebirge. Sie entsteht durch den Überlagerungsdruck der auflastenden Gesteinsschichten. Diese Hauptspannung ist durch die Schwerkraft bedingt und stets von oben nach unten gerichtet (FRITZSCHE 1961). Der Überlagerungsdruck bewirkt ferner im festen Gesteinsverband (Kontinuum) eine allseitige Querspannung (MOHR 1963), deren Hauptkomponenten senkrecht auf der vertikalen Hauptspannung stehen.

Nach den allgemein gültigen Vorstellungen dürfte diese Hauptspannung für das Raibler Grubengebäude größenordnungsmäßig zwischen 20 kp/cm^2 (75 m unter der Oberfläche) und 135 kp/cm^2 (500 m unter der Oberfläche) liegen. Für die Würfeldruckfestigkeiten eines feinkristallinen dichten Kalksteins (und Dolomitsteins) geringerer Porosität geben VOOS & QUERVAIN (1948) Werte zwischen 1000 und 2000 kp/cm^2 an. Allerdings wären die mechanisch aufgelockerten Brekzienzonen bei solchen Kalkulationen gesondert zu betrachten.

Für die Gebirgsschlagzonen des Raibler Bergbaues, die von 75 m bis ca. 500 m unter der Oberfläche liegen, ergibt sich demnach, daß die minimalen und maximalen Hauptspannungen und Querspannungen in keinem Falle die einachsiale Würfeldruckfestigkeit und die teiachsiale Manteldruckfestigkeit, die stets wesentlich höher ist als die Würfeldruckfestigkeit des Camgitgesteins, überschreiten dürften.

Eine zweite natürliche, primäre Gesteinsspannung stellt die Gebirgsspannung dar, die durch eine noch nicht zur Ruhe gekommene Tektonik des Gebirges verursacht wird. Die Berechnungen der Größen dieser Spannungen dürften wegen der Dimensionen und wegen der vielfältigen tektonischen und gesteinsmechanischen Faktoren schwer zu ermitteln sein.

Für den Lagerstättenbereich Raibl wurde in Kap. 2.4 herausgefunden, daß sich einzelne Gesteinsblöcke aus sprödem Riffgestein innerhalb der Grabenbruchzone an den NS-Störungssystemen nach Süden bewegten. Es handelt sich dabei nicht um einen einzelnen Bewegungsakt, sondern um einen langandauernden, intermittierenden Bewegungsablauf, wie die breiten und in sich

differenziert ausgebildeten Störungszonen zeigen.

Rezente Bewegungen entlang an großen NS-Blättern beweisen, daß die Gesteinsblöcke noch heute unter einer tektonisch bedingten Gebirgsspannung stehen. Zeugen der letzten Bewegungsphasen stellen die Harnischstriemungen (Abb.6) auf den großen Störungsblättern dar. TSCHERNIG (1950) gab dazu eine Anzahl Beispiele rezenter Bewegungen im Grubengebäude von Raibl:

31.1. 1913 auf dem X.Lauf am Strugglsystem (Nordschlag) traten zwei Quellen mit ca. 30 cbm/min Wasserförderung aus dem unverritzten Gestein. Das Wasser floß zwei Tage trüb, danach wurde es wieder klar.

3.10.1913 Am Morgenblatt auf dem X.Lauf (vermutlich war eine der Strugglstörungen gemeint) trat eine Verschiebung von 15 mm auf.

6.11.1948 Offnung einer Quelle am Hilfsschacht (Strugglsystem), die anfangs 900 l/min ergab.

in neuerer Zeit:

13.11.1965 Verschiebung am Aloisiblatt (Nullte Sohle) um 7 cm nach einem Erdbeben.

Weitere Detailbeobachtungen finden sich in den betriebstechnischen Protokollbüchern der Grubenverwaltung.

Am Struggl- und Aloisisystem erkennen wir somit auf Grund der o.a. Beobachtungen NS-gerichtete Bewegungen. Innerhalb des Grabenbruchsystems herrscht demnach eine tektonisch bedingte Gebirgsspannung.

Eine gewisse Rolle dürften auch die sog. "Restspannungen" spielen, die u.a. hangparallele Ablöseflächen erzeugen können (KIESLINGER 1959). Wie Abb. 10 zeigt, liegt die Lagerstätte am Osthang des Mt.Re. Die Reliefhöhe beträgt 1000 m auf eine horizontale Länge von nur 1500 m.Die Störungen, entlang derer der Abbau geht, verlaufen im spitzen Winkel zur Hangfläche. Nach KIESLINGER (1959) können in diesem Fall nicht nur die sich bildenden hangparallelen Fugen zur Entspannung beitragen, sondern auch in erheblichem Maße die vorgegebenen tektonischen Fugen, also in Raibl die großen NS-Störungssysteme Aloisi und Struggl.

Zusammenfassend kann man sagen, daß alle drei Arten von Spannungen - senkrechte Hauptspannung, Gebirgsspannung und die Restspannung - je einen verschieden großen Einfluß auf

die Existenz und die Auslösung der Gebirgsschläge zeigen. Die Hauptspannung übt einen geringen Einfluß aus und wird nur dann besonders wirksam, wenn sie durch Addition zu den anderen Spannungen die Gesamtspannung derart erhöht, daß die Gesteinsfestigkeit überschritten wird. Die Gebirgsspannung hat einen starken Einfluß, während die Restspannung nur einen bedingten Anteil an der Gesamtspannung hat.

3.32 Künstliche, sekundäre Spannung

Durch die Schaffung eines künstlichen Hohlraumes im festen Gesteinsverband werden Gleichgewicht und Verteilung der Spannungen gestört. Der Überlagerungsdruck bleibt bestehen und muß im Streckenbereich von den Stößen aufgenommen werden. An ihnen entsteht daher eine erhöhte Druckspannung, während die Firsten und Sohlen auf Zug beansprucht werden. Übersteigt die Summe des Überlagerungsdruckes und des zusätzlichen Druckes an den Stößen die Gesteinsfestigkeit, so kommt es zum Bruch des Gesteinsverbandes.

Wird eine Strecke - wie es in Raibl meist der Fall ist - entlang einer Störung aufgefahren, gibt es Unterschiede zwischen den Gesteinsfestigkeiten an den Stößen und an den Firsten bzw. Sohlen. Oft besteht das Gestein am Stoß aus ungestörtem Riffgestein, wogegen die Gesteine an der Firste bzw. Sohle immer Brekzien oder Mylonite sind. Riffgesteine und Brekzien haben verschiedene gesteinsmechanische Eigenschaften und reagieren unterschiedlich auf Zug- und Druckspannungen. Besonders im mechanisch stark beanspruchten Festgestein treten Zugrisse auf, die den Gesteinsverband zertrennen, so daß es zu den gefährlichen Ablösern kommt.

Die entsprechenden Ablöseflächen sind einmal durch den Verlauf der tektonischen Störungen (Störungsblätter) und zum andern durch die Zugrisse vorgezeichnet, die durch die Spannungsverteilung um den bergmännischen Hohlraum entstanden sind. An diesen Ablöseflächen, die in vielen Fällen nicht als Trennfugen zu erkennen sind, erfolgen Bruchdeformationen, die fallweise bei geringem Spannungsaufbau Knistergeräusche erzeugen und bei höherem Spannungsaufbau schlagartige Deformationen bewirken können.

Das Problem der Kontrolle des zeitlichen und räumlichen Spannungsaufbaues wird seit einigen Jahren durch Turiner Geophysiker im Grubenbereich behandelt. Daher wird an dieser Stelle nicht näher auf dieses Problem eingegangen.

Allerdings wäre hier auf den Zusammenhang zwischen den Auswirkungen eines Gebirgsschlages und den Grad der Gesteinszertrümmerung hinzuweisen. Bei entsprechenden Detailuntersuchungen sollte noch herausgefunden werden, welchen Einfluß die Breite und der Auflockerungsgrad der Brekzienkörper an den Hauptstörungen auf die Gebirgsschlagtätigkeit ausübt.

3.33 Lokale Kleinharnische

In Kap. 3.2. wurde auf lokale Harnischstriemungen hingewiesen, die auf Gleitflächen innerhalb der Störungsbrekzien im engeren Bereich der Hauptverwerfer auftreten. Diese Gleitflächen durchschneiden das meist feinbrekziierte Gestein auf wenige Dezimeter. Sie sind somit zwar sehr lokal entwickelt, jedoch in ihrer Art über die gesamte Erstreckung der Störungszonen verteilt. Die Gleitflächen haben eine glänzende, engestriemte Oberfläche, die nur selten mit einem Mylonit belegt ist. Diese Flächen können mit der Oberfläche größerer Brekzienkomponenten übereinstimmen, oder, was häufiger der Fall ist, feine Komponenten durchschneiden. Besonders charakteristisch für diese lokalen Harnischspiegel ist, daß sie meist nicht mit einer übergeordneten Störung in Verbindung stehen, sondern vielmehr völlig isoliert im Auflockerungsbereich der Störungssysteme anzutreffen sind. Offenbar können sich entlang dieser Gleitflächen jüngste kleindimensionale Bewegungen abspielen, die eventuell erst durch den Schuß ausgelöst werden.

In allen Strecken und Abbauen zwischen dem XIII. und XVII. Lauf im südlichen Aloisisystem wurden die Orientierungen der Striemen (Lineare) gemessen und in das Schmidt'sche Netz eingetragen. In der oberen Figur der Abb. 17 sind die Durchstoßpunkte auf die geographische NS-Richtung bezogen, in der unteren Figur auf die Hauptstreckenrichtung, indem die Werte entsprechend der von der NS-Richtung abweichend verlaufenden Strecke rotiert wurden.

Bei der oberen Darstellungsweise (Abb. 17) erkennt man folgende Besonderheiten:

1. Das Maximum der Besetzungsdichte liegt im NE-Quadranten. Die Linearen tauchen in dem Bereich mit 60 Grad nach NE ein.
2. Eine Häufung der Einfallrichtungen liegt auf dem Großkreis 5/70 E.
3. Eine weitere Häufung liegt auf dem Großkreis 85/60 SE. etwa symmetrisch zur NS-Richtung.

In der unteren Figur erkennt man im Gegensatz zur nicht rotierten Darstellung eine merkliche Tendenz zur Häufung der Durchstoßpunkte symmetrisch zur Streckenrichtung. Dabei tritt jedoch die maximale Besetzung in der Osthälfte der Lagenkugel noch deutlicher hervor. Im folgenden soll versucht werden, eine genetische Deutung der eingemessenen Striemungen zu geben:

zu 1. Es ist auffällig, daß das Maximum der Striemungsrichtung bei 30/60 E mit dem Pol der allgemeinen Schichtung zusammenfällt. Eine derartige Striemungsrichtung senkrecht auf die Schichtung ist erklärlich, wenn die Striemungen einer realen 0k0-Fläche (ac-Fläche) oder einer h01-Fläche (Scherfläche) zugeordnet werden. Da eine Zuordnung bei der Messung in der Grube nicht erfolgt ist, können bei der graphischen Auswertung nachträglich die zugehörigen Flächen nicht auseinandergehalten werden.

Bei der Zuordnung zu einer ac-Fläche würden die Striemungen in der Hauptdeformationsebene liegen, aber mit ihrem steilen NE-Einfallen nicht mit den alten und jungen Deformationsplänen korrespondieren, die, wie in Kap. 2.4 festgestellt, NE-SW-gerichtet sind und während ihrer letzten Phase eine SW-gerichtete Schrägabschiebung bewirkt haben.

Wahrscheinlicher ist eine Zugehörigkeit zu einem im Riffgestein latent angelegten Scherflächensystem, das im Meßbereich genau senkrecht zur Schichtung verläuft. Die Striemung liegt zur Deformationsrichtung parallel auf den Scherflächen.

zu 2. Die Häufung auf dem Großkreis 5/70 E zeigt eine vorwiegende E-Tauchrichtung der Lineare, die sich durch die Nähe des Valle del Rio Lago im Osten des Meßbereiches erklären ließe. Hangparallele Restspannungen können durch die berg-

männischen Aufschlußarbeiten entspannt worden sein und dadurch steil nach E gerichtete Striemungen auf den Verschiebungsflächen bewirkt haben.

zu 3. Eine zur NS-Richung symmetrische Häufung der Durchstoßpunkte auf dem Großkreis 85/60 SE ließe sich durch die etwa NS-verlaufenden Streckenrichtungen im Meßbereich erklären. Durch die stets von N nach S gerichteten Streckenauffahrungen sind in den Störungsbrekzien bei hoher Gesteinsspannung lokale Scherbewegungen in der noch unverritzten Bergfeste ausgelöst worden.

In der unteren Figur kommt die zur Streckenrichtung symmetrische Orientierung der Linearen noch besser zur Geltung: die Durchstoßpunkte der Linearen sind auf wenige Großkreise konzentriert, wobei nur die Vortriebsrichtung unterrepräsentiert erscheint. Das weist auf eine radiale Anordnung der Striemen an den Ulmen um den bergmännischen Hohlraum hin. Deutlich ist wieder die durch die Talkerbe beeinflußte Osttendenz der Eintauchrichtungen zu sehen.

3.4 Gebirgsschläge und ältere Deformationspläne

Im Vergleich zu anderen genetisch verwandten Blei-Zinklagerstätten nimmt Raibl durch die Intensität der Gebirgsschlagtätigkeit eine Sonderstellung ein. Aus Gorno (Bergamasker Alpen/Italien) sind mir keine Schläge bekannt. In Mezica sollen nach TSCHERNIG (1950) nur wenige Schläge direkt unter der Talsohle erfolgt sein. Nur die Gruben Bleiberg/Kreuth weisen relativ hohe Gebirgsschlagzahlen auf, die allerdings weit unter den Zahlen von Raibl liegen. Beide Lagerstätten, Bleiberg/Kreuth und Raibl, zeigen tektonische Ähnlichkeiten, da sie an Grabenbrüche gebunden sind (HOLLER 1953).

Es hat sich gezeigt, daß die Gebirgsschläge in Raibl ausschließlich an den NS-Störungssystemen Struggl und Aloisi auftreten. Es ist nicht möglich, diese ausschließliche Bindung damit zu begründen, daß an Störungen anderer Richtungen kein Abbau umgehe und dadurch kein Gebirgsschlag an diesen ausgelöst werden könne. An dem streichenden Störungssystem Abendschlag und an den Querstörungen Abendschlag und Bärenklamm /

Rinnengraben findet bzw. fand ein intensiver Abbau statt, ohne daß es zu Gebirgsschlägen gekommen ist.

Wie in Kap. 2.4 beschrieben wurde, sind Struggl und Aloisi Querstörungssysteme, die innerhalb des in einer dritten tektonischen Phase angelegten Kesselbruches liegen. An diesen Systemen senkten sich nach Anlage des Kesselbruches Gesteinsblöcke ab, so daß ein Grabenbruchsystem gebildet wurde. Auf Grund der beobachteten rezenten Bewegungen an Aloisi und Struggl kann man annehmen, daß die Absenkungen innerhalb des Grabenbruches heute noch nicht abgeschlossen sind und daß die Blöcke zwischen den NS-Störungen unter einer NS-gerichteten Spannung stehen. An diesen Störungssystemen kommt es durch den bergmännischen Eingriff zur Entspannung der tektonisch bedingten Gebirgsspannung.

Die NS-Bewegung des Blockes zwischen Aloisi und Struggl, im folgenden mit "zentralem Block" bezeichnet, bewirkt die lokale Verteilung der Gebirgsschläge an den Störungssystemen.

An Aloisi kann man eine über lange Strecken gleichmäßige Verteilung der Schläge entlang der ganzen Störung erkennen, die durch ihren relativ geradlinigen Verlauf einen geringen Widerstand dem Spannungsausgleich entgegensetzt. Nur an wenigen Stellen kommt es zur besonderen Häufung von Gebirgsschlägen, wo schwache Krümmungen der Störungsblätter eine höhere lokale Gesteinsspannung hervorrufen (Undulationen).

Im Strugglsystem häufen sich die Gebirgsschläge an der Stelle, wo die Störungen aus der NS-Richtung in das Generalstreichen umschwenken. An dieser Krümmung kommt es bei der NS-gerichteten Druckspannung im zentralen Block zu einer erhöhten Pressung des Gesteins. Im Liegenden der Grenze Riffgestein/Raibler Schichten bildet sich auf diese Weise eine besondere gefährliche Gebirgsschlagzone aus, die sog. "zona bianca".

Wie bereits in Kap. 2.32 beschrieben wurde, konvergieren die Störungssysteme Aloisi und Struggl im südlichen Bereich der Lagerstätte. Es entsteht damit ein großdimensionaler Gesteinskeil innerhalb der Raibler Schichten, der die südliche Fortsetzung des zentralen Blocks darstellt.

Durch die südgerichtete Bewegung des zentralen Blockes kommt es daher innerhalb des Gesteinskeiles zu einer erhöhten Druck= spannung, die sich beim bergmännischen Eingriff an den zahl= reichen Störungsblättern entspannen kann.

3.5 Folgerungen für den Bergbau

Auf Grund der Untersuchungsergebnisse über einen Zusammen= hang zwischen dem Auftreten von Gebirgsschlägen und latentem Spannungsplan kann man für den Bergbau folgende Hinweise ab= leiten:

a. Da nur an den zum Grabenbruchsystem gehörenden NS-Störungen Gebirgsschläge auftreten, sind auf diese Störungszonen die Untersuchungen auszurichten. Es wird vorgeschlagen, nachdem entsprechende Vorversuche in bekannten Zonen durchgeführt worden sind, Sondierungsbohrungen senkrecht auf die Störungs= blätter anzusetzen. Dadurch könnte man - neben einer gleich= zeitigen systematischen Sondierung auf neue Erzvorkommen - die Breite und den Zertrümmerungsgrad des Störungsbrekzien= körpers sowie den Verlauf der Störungsblätter erkunden. Es wäre denkbar, dadurch Anhaltspunkte für unterschiedliche Spannungsverteilungen im untersuchten System zu erhalten. Breite und stark zertrümmerte Brekzienbereiche könnten eine be= reits entspannte Zone anzeigen, in der keine heftigen Schläge mehr zu erwarten sind. Mit Hilfe dieser Bohrungen würde gleich= zeitig bewiesen werden, ob an schwachen lokalen Krümmungen der Störungsblätter eine erhöhte Spannung und dadurch eine Häufung der Gebirgsschläge parallel gehen würde oder nicht.

b. In größeren Abbauteufen erhöht der statische Schweredruck die Gebirgsschlaggefahr. Durch Herabsetzen der künstlichen, sekundären Gesteinsspannung, indem man beispielsweise Sicher= heitsstreben- und Pfeiler größer dimensioniert oder das Abbauverfahren ändert, ließe sich die Gefahr der Gebirgsschläge vermindern.

c. Am Strugglsystem ist die Zone, in der die Störungen ins Generalstreichen umschwenken, äußerst gefährdet. Die Gefahr kann sich mit zunehmender Teufe erhöhen. Eine Verminderung der Gebirgsschlagtätigkeit durch künstliche Durchfeuchtung des massiven Camgitgesteins wird nach den bisherigen Beobachtungen kaum möglich sein.

Innerhalb der Raibler Schichten besteht zwischen den Störungssystemen Aloisi und Struggl ein großer Gesteinskeil, auf den durch die Südbewegung des zentralen Blockes ein besonderer Druck ausgeübt wird. Innerhalb des Keiles dürften sich beim bergmännischen Eingriff an den zahlreichen Störungen Gebirgsschläge auslösen. Es ist allerdings anzunehmen, daß die Schläge nicht die Heftigkeit derjenigen Schläge haben, die innerhalb des Riffgesteins auftreten, da die Raibler Schichten durch ihre höhere Plastizität Spannungen leichter ohne schlagartige Entspannung aufnehmen können.

d. Am Fallbachsystem besteht ebenfalls die Möglichkeit einer Gebirgsschlaggefahr, die ähnlich hoch sein kann wie am Aloisisystem. Das Fallbachsystem stellt die östliche Begrenzung des Grabenbruches dar und weist einen relativ geradlinigen NS-Verlauf auf.

e. An den anderen Querstörungen innerhalb des Kesselbruches (Abendblattsystem) und an den streichenden Störungssystemen (z.B. Abendschlag) sind bisher keine Gebirgsschläge registriert worden. In den Richtungen dieser Systeme scheinen sich keine oder nur sehr geringe Spannungen aufzubauen, so daß beim Abbau auch in größeren Teufen kaum oder wenige Gebirgsschläge auftreten werden. Diese Prognose kann für das System Bärenklamm / Rinnengraben sowie für das noch unverritzte Gebiet westlich der Linie Bärenklamm / Rinnengraben zutreffen.

4. Erzführung

Die Lagerstätte Raibl zeigt ebenso wie die genetisch verwandten südalpinen Blei-Zinkvorkommen einen für diese Lagerstätten typischen bimetallischen Charakter. Die zwei häufigsten und wirtschaftlich bedeutendsten Erzminerale sind Zinkblende und Bleiglanz. Pyrit bzw. Markasit findet sich als drittes, in der Lagerstätte überall verbreitetes sulfidisches Mineral, das aber keine Verwendung findet.

4.1 Mineralbestand

Zinkblende kommt in der gesamten Lagerstätte in mannigfacher Ausbildung und in verschiedenen Varietäten vor, die sich durch Farbe, Struktur und Textur von einander unterscheiden.

Diese verschiedenen Varietäten wurden mehrfach mineralogisch ausführlich bearbeitet. Eine der letzten und intensivsten Untersuchungen erfolgte durch Di COLBERTALDO (ab 1948). Er deutete die räumliche Verteilung der Zinkblende in drei typischen Varietäten durch genetische Faktoren. Diese drei Varietäten sind: kristalline graue bzw. schwarze Zinkblende, amorphe Zinkblende und gelbe sowie rote kolloidale Blende.

Nach meinen Beobachtungen läßt sich keine derart strenge räumliche Abgrenzung paragenetischer Typen aufstellen, da verschiedene Zinkblendevarietäten in Teilbereichen der Lagerstätte durchaus zusammen vorkommen können. Auf Grund meiner Beobachtungen können folgende Zinkblendetypen unterschieden werden:

a. Feinkörnige gelbe bis rötliche Zinkblende, diffus in bestimmten Bereichen des Riffgesteins verteilt.

b. Feinkörnige graue bis gelbgraue Zinkblende, meist feingeschichtet und bänderförmig im Riffgestein und in den Raibler Schichten.

c. Gelbe Schalenblende im Riffgestein und in den Raibler Schichten.

d. Rote Schalenblende im Riffgestein und seltener in den Raibler Schichten.

Die Typen a. und b. werden in den folgenden Kapiteln (4.21 und 4.22 zusammen mit den Vererzungstypen beschrieben.

Die gelbe Schalenblende kommt überwiegend in den Raibler Schichten und in der oberen Kalk-Dolomit-Serie vor. Sie erscheint in mannigfachen Texturen, die Merkmale "sekundärer Verdrängungen" (SCHNEIDER 1957) zeigen; am häufigsten sind girlandenartige und kokardenförmige Texturen.

Die rote Schalenblende tritt vorwiegend in den nördlichen Revieren der Lagerstätte in solcher Menge auf, daß sie dort das Fördererz bildet, doch ist sie vergleichsweise seltener auch in den südlicher gelegenen, stockförmigen Erzkörpern anzutreffen. In den im Norden gelegenen Revieren erscheint sie innerhalb des Brekzienerzes. Hier umgibt sie die camgitischen Brekzienkomponenten in rhythmischen Wechsellagerungen mit Pyrit. Teilweise findet sie sich selbst als Brekzienkomponente, die teils von Gangart oder teils von ebenfalls roter

Schalenblende umgeben sein kann.

Eine mineralogische Frage sind die in Raibl so charakteristischen Schalenblenden. Es liegt nahe, diese als Umwandlungsprodukte aus Wurtzit aufzufassen bzw. in ihnen Relikte von Wurtzit zu vermuten. Eine Stichprobe von einer besonders typisch ausgebildeten Schalenblende wurde im institutseigenen Röntgen-Diffraktometer auf Wurtzit untersucht, doch konnte die Modifikation des Zinksulfides nicht nachgewiesen werden.

In der Literatur finden sich einige Angaben über Spurenelemente in der Zinkblende von Raibl:

HEGEMANN (1960) gibt folgende Gehalte an Spurenelementen in Gewichtsprozenten an:

Fe	1,2	Cd	0,25	Ge	0,07
Ni	0,003	Ga	0,001	As	0,1
Mn	0,02	Tl	0,1	Sb	0,003

In einer vergleichenden Arbeit mit der Blei-Zinklagerstätte Salafossa hebt DESSAU (1968) besonders hervor, daß Cu äußerst selten, Ga selten, Cd und Tl in geringeren Mengen, Ge in einigen 100 ppm und As in stärkerem Maße vorkommen. Silber sei "nicht wahrnehmbar".

Bleiglanz tritt in der Lagerstätte in Wechsel der Konzentration auf. Eine genaue und systematische Lokalisierung besonders bleiglanzhaltiger Erze kann hier nicht gegeben werden, da keine Analysen des Fördererzes einzelner Abbaureviere vorlagen. Es läßt sich nur annäherungsweise sagen, daß in den Saulenerzen kurz unterhalb der Raibler Schichten der Gehalt an Bleiglanz relativ hoch ist.

Meist bildet der Bleiglanz Einzelkörner und Kornaggregate. Die Kristallformen sind xenomorph bis hypidiomorph. Isolierte Individuen finden sich meist innerhalb der Schalenblenden, seltener jedoch in der spätigen Gangart. In den durchbewegten Zonen erscheint der Bleiglanz als kataklastisches, mikrokristallines Korngefüge, das eine matte und dunkle Oberfläche hat. In Störungsbereichen trifft man bisweilen Bleischweif oder Bleiglanzspiegel auf den Störungsblättern an. In der älteren Literatur werden noch die "Röhrenerze von Raibl" (POSEPNY 1873) erwähnt, die sich offensichtlich auf die höheren Abbaureviere beschränkten.

Der Bleiglanz ist silberfrei. Di COLBERTALDO (1948) gibt folgende Gehalte an Spurenelementen im Bleiglanz an (in %):

Sb	0,0032	Bi	0,0005	Ni	0,0007	Ag	0,00005
Cu	0,0017	Fe	0,001	Zn	0,0013		

Bei DESSAU (1968) findet sich ergänzend, daß in dem Bleiglanz etwas Tl und relativ viel As vorhanden sei.

Pyrit und Markasit sind neben der Zinkblende am häufigsten vertreten. Meist bilden sie verschiedenartige schalige Texturen, die oft einen strahlenförmigen Innenaufbau zeigen. Besonders hohe FeS_2-Konzentrationen kommen in den Erzsäulen innerhalb des ladinischen Kalk-Dolomit-Komplexes vor, wobei Pyrit und Markasit mit Schalenblende miteinander abwechseln. In den Raibler Schichten ist der Pyritgehalt vergleichsweise gering.

Zinkblende, Schalenblende, Bleiglanz und Pyrit bauen zusammen mit den Gangarten in allen Erzkörpern verschiedene Erztexturen auf, die von den älteren Bearbeitern beschrieben und verschiedenen Vererzungsphasen zugeordnet wurden. Eine ausführliche Zusammenstellung der Erztexturen findet sich bei GÖBL (1903) und bei Di COLBERTALDO (1948).

In mikroskopisch feinen Rissen in der Zinkblende, im Bleiglanz und im Pyrit fand VENERANDI (1966) geringe Mengen des Blei-Arsen-Sulfides Jordanit. Dieses Mineral kommt sehr selten vor und stellt für Raibl eine erzmikroskopische Besonderheit dar. Bei Di COLBERTALDO (1948) finden sich noch erzmikroskopische Angaben über folgende Minerale, die jedoch durchweg paragenetische Raritäten darstellen: Magnetkies, Kupferkies, Zinnober, Malachit, Krokoit und gediegen Blei. TORNQUIST (1931) erwähnt noch Arsenkies.

Als Begleitminerale (Gangart) sind allgemein Kalkspat und Dolomitspat verbreitet. Daneben tritt gelegentlich noch Baryt auf. Fluorit wurde in Raibl bisher noch nicht gefunden.

Auf den oberen Sohlen und übertage wird heute oxidisches Erz abgebaut. Durch die limonitische Verwitterung des Pyrits erhält es allgemein eine rotbraune Farbe. Das wirtschaftlich wichtigste Mineralgemenge ist der sog. weißliche Galmei, ein Gemenge aus Hydrozinkit, Zinkspat und ggf. Hemimorphit. Der Galmei hat oft eine Stalaktit- oder Zelltextur.

Als Verwitterungserze des Bleiglanzes trifft man das sog. "Schwarzbleierz", ein Gemenge aus Cerussit und Bleiglanzpigment an. Selten sind Cerussitkristalle zu finden.

4.2 Vererzungstypen

Im folgenden soll versucht werden, eine Unterscheidung der Vererzungstypen nach Form und Textur der Erzkörper zu treffen. Schon ROMAGNOLI (1966) hielt vier verschiedene Lagerungsverhältnisse der Erze auseinander:

a. Schichtige, konkordante Linsen in der Nähe der vererzten Störungen
b. Säulenerze
c. Gangerze
d. Vertikale Erzmassen

Nach meinen Beobachtungen sind "Säulenerze" und "vertikale Erzmassen" formal die gleiche Erscheinung, so daß sie als "stockförmige" Erzkörper zusammengefaßt werden können. Die unter a. angeführten Linsen entsprechen den von mir ausgeschiedenen "schichtigen Zinkblendevererzungen". Man kann jetzt folgende Vererzungstypen unterscheiden:

a. Diffuse Zinkblende
b. Schichtige Zinkblendevererzung in den Stockerzen und im Bereich der Gangerze
c. Stockförmige Erze
d. Gangförmige Erze.

Bei dieser Gliederung ist nicht nur die äußere Form eines Erzkörpers, sondern auch dessen Textur berücksichtigt.

4.21 Diffuse Zinkblendeerze

Nur bei genauer mikroskopischer Durchmusterung von Dünnschliffen vom Riffgestein wurde eine Zinkblendeführung von großer Extensität und geringer Intensität festgestellt. Dieser Vererzungstyp ist bisher meist übersehen worden.

Diese Erze sind nicht abbauwürdig, da der Zinkgehalt unter 1000 ppm liegt. Kleine Zinkblendekristalle mit einem Durchmesser von 0,05 bis 0,2 mm sind diffus im Karbonatges ein verteilt, das einen stark schwankenden Dolomitgehalt haben kann. Die Zinkblendekörner sind häufig nicht an vorgegebene Texturen

des Nebengesteins gebunden, wie zum Beispiel an Kristall=umrisse der Karbonate, Suturen oder sedimentologische Tex=turen.

Die Zinkblendekörner haben eine braune Farbe unterschied=licher Helligkeit. Sie sind nicht klar durchsichtig. Kristall=flächen und Bruchflächen sind nicht zu beobachten. Innerhalb des sammelkristallisierten oder mikrokristallinen Gefüges des Riffgesteines kann man einzelne isolierte Zinkblendekörner und -aggregate mehrerer Körner beobachten (Abb. 23,Fig.2). Häufig bilden mehrere Körner eine gekrümmte "Kette", die als erste Bildung von Schalenblende zu deuten ist. In vielen Fällen ist diese Art der Schalenblendenbildung dort zu sehen, wo eine Dolomitspatader durch das diffus vererzte Riffgestein setzt. In der Nähe der diffusen Zinkblendevererzung wurde kein Bleiglanz, jedoch häufiger Pyrit beobachtet.

Der beschriebene Vererzungstyp konnte bisher nur in der oberen Kalk-Dolomit-Serie und direkt unter der Grenze des Riffgesteins zu den Raibler Schichten gefunden werden. Ferner enthaltendie Camgitkomponenten der sedimentären Brekzie im Liegenden der Raibler Schichten feinverteilte Zinkblendekörner. Die Körner innerhalb der Komponenten sind in gleicher Weise wie im Riffgestein ausgebildet und verteilt. Im vorliegenden Schliffmaterial wurde jedoch keine Bildung von Schalenblende beobachtet. In der dunklen Matrix der Brekzie wurde keine diffuse Vererzung festgestellt. In diesem Brekzientyp fehlt ebenfalls der Bleiglanz.

Innerhalb des Bereiches, in dem diffuse Zinkblende ange=troffen wird, beobachtet man manchmal, daß bei der Zementation von primären Hohlräumen neben Kalzit und Dolomit auch körnige Zinkblende beteiligt ist. So konnten Zinkblendekörner nachge=wiesen werden, die sich parallel zur Hohlraumwand an den zementativen Kalzit angelagert haben (vgl. Kap. 5.2 und Abb. 23, Fig. 3).

4.22 Schichtige Zinkblendevererzung

Sowohl in der Riffazies als auch in den Raibler Schichten treten feingeschichtete Erztexturen auf. Sie sind im Gegensatz

zu den anderen Gefügetypen äußerst selten. Meist erkennt man nur kleine reliktische Partien von schichtigem Erz innerhalb eines "metasomatischen Erzgefüges".

Im makroskopischen Bereich fallen die Erze durch ihre Feinschichtung auf, deren Mächtigkeit wenige Millimeter, seltener Zentimeter beträgt. Sedimentäre Schrägtexturen, Verbiegungen und Fließtexturen sind charakteristisch für diese Schichterze. Ihre Gefüge gleichen denen der feinlaminierten Camgite. Einen Vergleich sollen die Figuren 1 und 2 der Abb.18 geben, in denen einmal eine Hohlformfüllung durch Dolomit und zum andern durch einen Rhythmit von Zinkblende und Kalzit abgebildet ist. Die Farbe der Schichterze ist in der Regel gelb, in den Raibler Schichten grau bis graugelb. Es sei hier auf die extreme Feinkörnigkeit der Zinkblende hingewiesen. Die Körner haben im Mittel einen Durchmesser von 0,05 bis 0,2 mm.

Dieser Vererzungstyp tritt mit beiden Großtypen der Raibler Erzkörper gemeinsam auf:

a. An der Basis der stockförmigen Erzkörper
b. Im Bereich der gangförmigen Vererzung, jedoch nur in der oberen Kalk-Dolomit-Serie.

An der Basis der Erzstöcke, besonders unter der "colonna principale sud","Ostschlag" und cent. 1100, lassen sich gelbliche Schichterze nachweisen. Ihre Mächtigkeiten überschreiten kaum einen Meter. In den meisten Fällen liegen keine zusammenhängenden Partien vor, vielmehr sind die Erze durch die Tektonik aus ihrem Primärverband gerissen worden. Die Ränder der Schichterzfragmente sind oft von einem Saum rötlicher Schalenblende umgeben. Mit diesem Typus ist auch der Bleiglanz verbunden. In einem Fall konnten in einem Handstück feinlaminierte Dolomite, schichtiges Erz und feinkristalline Schalenblende und Bleiglanz gefunden werden (Abb. 18,Fig. 4).

Solche schichtigen Erzlagen an der Basis der Erzstöcke sind stets in Brekzienkörper aufgelöst. Dabei kann hier noch nicht die Frage beantwortet werden, ob es sich um frühdiagenetische Kompaktionsbrekzien oder um eine tektonische Zertrümmerung während einer spätdiagenetischen Stoffmobilisation handelt. Um die Bruchstücke legt sich meist ein Saum von gelbroter

Schalenblende, in die isolierte Bleiglanzkristalle eingelagert sind. Hierbei scheint es sich um das erste Auftreten von Bleiglanz an der Basis des Erzstockes zu handeln. Die Schalenblende zeigt eine zum Schichterz konkordante Anordnung, die selbst konkordant zu den feinlaminierten Camgiten im Liegenden der Erzstöcke gelagert ist.

Im Bereich der gangförmigen Vererzung am Struggl- und Aloisisystem lassen sich ebenfalls schichtige Vererzungen beobachten, denen offenbar die "schichtkonkordanten Linsen" bei ROMAGNOLI (1966) entsprechen. Durch intensive Tektonik sind die Erze hier aus ihrem Verband noch stärker gerissen worden. Eine orientierte Probenahme vom primären Lagerungsverband war deshalb nicht möglich. Wie in den Erzstöcken sind auch hier die Bruchstücke randlich von gelber und roter Schalenblende umgeben. Den Zement zwischen den Bruchstücken bildet meist weißer, grobspätiger Dolomit bzw. Kalzit, seltener Schwerspat. Feinlaminierte Karbonate wurden hier nicht in der näheren Umgebung des Schichterzes gefunden. Im Bereich der oberen Kalk-Dolomit-Serie führen Störungszonen solche Schichterzbruchstücke viel häufiger als im Bereich der Raibler Schichten; dort konnten sie nur an zwei Stellen im Strugglsystem nachgewiesen werden. In der tieferen Abteilung des Riffkomplexes, soweit durch den Bergbau im Nordrevier aufgeschlossen, konnten in den größeren Störungszonen keine Brekzienkomponenten aus feingeschichtetem Erz gefunden werden. Gefüge, Mineralzusammensetzung und Chemismus der Schichterze innerhalb der Raibler Schichten sind gleich wie im Riffkomplex. Nur die Farbe ist generell wesentlich dunkler.

U.d.M. erkennt man eine feine Wechsellagerung von Kalkspat und Zinkblendekörnern. In mehreren Fällen ist eine deutliche rhythmische Abfolge von Lagen mit hoher und niedriger Zinkblendekonzentration zu erkennen. Manche Schliffe zeigen polare Korngrößensortierung und selten auch geopetale Gefüge. Die Durchmesser der Zinkblendekörner haben schwankende Beträge von 0,05 bis 0,2 mm. Die Kornanordnung ist deutlich parallel gefügt. Oft beobachtet man in dem Rhythmit nicht orientierte, nachträglich gesproßte Barytnadeln mit einer unterschiedlichen Länge (0,5 bis 1 mm). In einigen Zinkblende-Kalkspat-Rhythmiten ist parallel zum Gefüge angeordneter, grobspätiger sekundärer Dolomit gewachsen. Nur in einem Schliff fand sich grobkörniger Bleiglanz. Generell tritt der Bleiglanz auffallend in diesen Gefügen zurück.

SCHULZ (1964) konnte an einer Erzprobe aus den Raibler Schichten von Raibl einen Wechsel von mechanischer und chemischer Anlagerung nachweisen, aber keine Entscheidung darüber geben, ob eine intern- oder Externsedimentation vorliegt.

Den geringen Gehalt von Bleiglanz in den schichtigen Erzen bestätigten auch die chemischen Untersuchungen einiger Proben dieses Erztypes. In der nachstehenden Tabelle 2 sind die Analysen von 7 Proben geschichteter Zinkerze aufgeführt:

Ort der Probe	Nebengestein	Zn-Gehalt in %	Pb-Gehalt in ppm
1.vena Aloisi XV. Sohle	Riffgestein	12,12	3000
Aloisi sud XV.Sohle	Riffgestein	12,20	30
Nordschlag XV.Sohle	Riffgestein	12,05	-
Ostschlag O.Sohle	Riffgestein	12,14	280
col.princ. Madonna-Lauf	Riffgestein	5,03	30
Struggl, F5 XV.Sohle	Raibler Sch.	12,22	100
zona ovest F6,XV.Sohle	Raibler Sch.	12,26	70

Tabelle 2

Schon die wenigen Analysenbeispiele bestätigten den Eindruck der mikroskopischen Untersuchungen, wonach die schichtigen Erze relativ gleichmäßig in ihrem Zinkblendegehalt zusammengesetzt sind. Dabei besteht kein wesentlicher Unterschied zwischen den schichtigen Erzen im Riffkomplex und in den Raibler Schichten. Der Bleiglanzgehalt ist relativ gering und stark schwankend, doch liegt er weit über den durchschnittlichen geochemischen Gehalten im karbonatischen Nebengestein, der mit etwa 12 ppm angegeben wird (vgl. Kap. 5.4).

4.23 Stockförmige Erzkörper

Die für den Abbau ergiebigsten Vererzungsformen im Kalk-Dolomit-Komplex und in den Raibler Schichten sind die sog. "Säulenerze". Ihre Dimensionen sind bedeutend. So erreichen

sie oft einen Abbauquerschnitt von 4500 m^2 und eine längste Achse von durchschnittlich 400 bis 600 m, maximal 900 m in der colonna principale sud.

Abb. 3 gibt die "stratigraphische Position" der heute größtenteils abgebauten "Erzsäulen" wider. Von Süden nach Norden sind es folgende:

Colonna principale sud
Colonna principale nord
Erzmittel
Colonna Giuseppe
Ostschlag
Cantiere 1100
Cantiere Bärenklamm
Cantiere NE

Die zeichnerische Rekonstruktion der stratigraphischen Positionen wurde durch ein konstruktives Zurückschieben der Gesteinsblöcke an den großen NS-Störungssystemen erreicht, wobei als Bezugsniveau die Grenze Kalk-Dolomit.Komplex / Raibler Schichten diente. Dazu muß betont werden, daß dieses Profil eine Projektion vieler paralleler NE-SW Profile auf eine Zeichenebene darstellt, da die verschiedenen Erzkörper nicht durch einen gemeinsamen Profilschnitt erfaßt werden können. In Wirklichkeit sind die Erzkörper auf den Raum vor und hinter der Zeichenebene verteilt. Diese Darstellung ist somit stark idealisiert.

Die Erzkörper haben in der Grube keinesfalls eine so scharf begrenzte Form, wie sie in der Zeichnung erscheint. Vielmehr sind sie durch die sie schneidenden Störungen zu "gangförmigen" Körpern ausgezogen. Bei der Rekonstruktion wurden diese "gangförmigen" Teile weggelassen, um die typische Stockform deutlich hervortreten zu lassen.

Alle diese Erzkörper weisen meist eine langgestreckte Form auf, deren Längsachse schwach diskordant zum Raibler Kontakt nach SW eintacht. Nur zwei Erzkörper haben eine mehr gedrungene Form: Ostschlag und cant. NE. Bei dem letzteren Erzkörper wird die nördliche (geradlinige) Begrenzung durch die Bärenklammstörungen bedingt, die offensichtlich einen Teil des Erzkörpers abgeschnitten und versetzt haben.

Der stratigraphisch höchste Erzkörper liegt in den untersten 100 m der Raibler Schichten und läßt keine Verbindung zu der direkt am Kontakt befindlichen Vererzung erkennen. Letztere setzt sich als einzige von allen Stockerzen bis in die größte vom Bergbau erschlossene Teufe (XVIII.Sohle) fort.

Anzahl und Größe der Erzstöcke sind in der oberen und unteren Kalk-Dolomit-Serie verschieden. In der oberen gibt es vergleich

weise wesentlich mehr und unterschiedlich dimensionierte Erzkörper. In der unteren Serie sind nur drei etwa gleichgroße Erzstöcke und ein kleinerer Erzkörper bekannt. Es fehlen hier auch die vielen kleinen, von ROMAGNOLI (1966) mit "schichtigen konkordanten Linsen" bezeichneten Erzpartien.

Obwohl später noch eingehender auf die stratigraphische Position der Erzkörper eingegangen wird, läßt sich hier schon sagen, daß in allen stratigraphischen Niveaus bis 1700 Schichtmeter unter den Raibler Schichten stockförmige Erze vorkommen (vgl. Kap. 5.5).

Man kann folgende, im Grubenbereich häufig wiederkehrende gesetzmäßige Abfolge vom Liegenden der Erzkörper bis in diese hinein feststellen:

Über dem massigen Riffgestein, bzw. über der sedimentären Brekzie unterhalb cant. 1100, liegen mehrere Meter mächtige feinlaminierte Camgite, die keine Vererzungsspuren zeigen. Über ihnen folgt wieder Riffgestein und bereichsweise ein Horizont mit schwarzem texturlosen Dolomit, der kaum mehr als einen oder zwei Meter mächtig wird. Er wurde nie in einer zusammenhängenden Bank beobachtet, sondern nur in unzusammenhängenden, unterschiedlich großen Bruchstücken gefunden.

Im Niveau über diesem schwarzen Dolomit finden sich die untersten Lagen des zum Erzstock gehörenden Erzes, das hier trotz seiner vielfältigen "metasomatischen Gefüge" eine parallele Anordnung der Schalenblendelagen zeigt. In ihnen können bei genauerer Betrachtung Reste von geschichteten Zinkblendeerzen erkannt werden.

Relativ viel Bleiglanz ist in den zentralen Bereichen des Erzstockes zu bemerken, in denen rote, bzw. gelbe Schalenblende, Bleiglanz und "Gangarten" in mannigfacher Verwachsung bzw. gegenseitiger Verdrängung auftreten.

Diese Erztexturen sind im Laufe wiederholter paragenetischer Bearbeitungen mehrfach ausführlich beschrieben, gezeichnet und photographisch abgebildet worden. Auf Grund der verschiedenen Ausbildungen der Zinkblende nach Farbe und Form sowie der Paragenese der Erzminerale mit verschiedenen Gangarten wurden gene-

tische Schlüsse gezogen (vgl. TORNQUIST 1931 und Di COLBERTALDO 1948 ff).

Di COLBERTALDO stellte im Museum der Grubengesellschaft eine Kollektion von 32 verschiedenen Erztexturen der stock- und gangförmigen Vererzungstypen zusammen. Für die stockförmige Vererzung seien hier nur folgende seiner Beispiele angeführt: "Brekzientexturen, Kokardentexturen, Konkretionen, Girlanden, gestreifte Texturen und kristalline Texturen".

ROMAGNOLI (1966) unterschied bei den stockförmigen Vererzungen zwei verschiedene Typen: etwa schichtparallele "zylindrische Erzkörper in Säulenform" und "zylindrische Erzkörper vertikaler Erzmassen". Offenbar unterschied er sie nur nach ihrer geometrischen Orientierung und ihrem äußeren Umriss. Den ersten Typus stellte er in den "dolomia superiore", den zweiten in den "dolomia inferiore". Die Unterscheidung der zwei Typen erfolgte offensichtlich schon deswegen, weil im "dolomia superiore" die schichtparallele Säulenform der Erzkörper trotz ihrer starken tektonischen Überprägung gut zu erkennen ist. Im nördlichen Teil der Lagerstätte, im "dolomia inferiore", dagegen sind die stockförmigen Erzkörper durch die Bruchtektonik stärker auseinandergerissen, so daß sie als Erzstöcke erst nach einer Rekonstruktion zu erkennen sind.

4.24 Gangförmige Erzkörper

Ebenfalls von wirtschaftlicher Bedeutung, aber mit einer ausgeprägten mehr extensiven, flächenhaften Vererzung, fallen in Raibl die seit altersher abgebauten gangförmigen Erzkörper jedem Bearbeiter ins Auge. Deshalb wurden die Vererzungen entlang der großen NS-Störungssysteme von früheren Autoren als wesentliches Charakteristikum der Raibler Lagerstätte herausgestellt. Diese Störungssysteme ziehen mit steilem Einfallen diskordant zur Schichtung durch den gesamten Riffkomplex und die unteren Raibler Schichten und sind fast auf ihrer ganzen Länge vererzt. Bei genetischen Erörterungen wurden sie früher gern als Aufstiegswege für hydrothermale Erzlösungen angesehen. Wie jedoch die E-W-Profile (Abb. 7 - 9) und die Längsprofile an Struggl und Aloisi (Abb. 11 und 12) zeigen, sind die Störungen bei weitem nicht durchgehend vererzt.

Die Störungszüge sind, wie oben beschrieben, als große, mehrfach bewegte Ruschelzonen entwickelt, wodurch verschieden-

artige und verschieden alte Brekzien entstanden. Jede Brek=ziengeneration bzw. jeder Brekzientyp kann unterschiedlich stark vererzt sein. Das Erz tritt sowohl in den Komponenten wie auch als Zement auf. Dabei ist das Erz durch die verschie=denen tektonischen Durchbewegungen unterschiedlich bean=sprucht. Bereichsweise sind diese Brekzien auf längere Strek=ken bauwürdig vererzt.

In der Lösungsbrekzie wurde keine Vererzung festgestellt. In der Störungsbrekzie beobachtet man verschieden entwickelte metasomatische Texturen mit gelber und roter Schalenblende sowie relativ wenig Bleiglanz. Diese oft girlandenförmig ausgebildeten Texturen haben schlierenförmige Umrisse und werden häufig durch eine Störung abgeschnitten. Manchmal er=wecken diese Erzpartien den Eindruck, als ob sie zusammenge=hangen hätten (vgl. Abb. 25). Seltener finden sich beiderseits der Störung gleichartige und gleich mächtige Vererzungen. In der stärker durchbewegten, störungsnahen Brekzie finden sich ebenfalls "metasomatische" Texturen, öfter jedoch tektonisch zerriebene und verquetschte feinkörnige Zinkblendepartien. Der Bleiglanz erscheint häufig als eine schwarze, mechanisch ausgewalzte, feinkörnige Masse. Der Mylonitanteil kann völlig zerriebenes Zinkblende- und Bleiglanzerz enthalten.

Nicht nur die großen Hauptstörungen sind bereichsweise gangförmig vererzt, sondern auch teilweise die von ihnen ab=zweigenden Verwerfer. Wieweit diese gangförmiges Erz führen, kann beim Auffahren dieser Störungen nicht vorhergesagt werden. Im südlichen Lagerstättenteil führen die von der Hauptstörung abzweigenden Störungen häufig über längere Strecken abbau=würdiges Erz.

Besonders in den nördlichen Revieren findet man an dem Aloisisystem Brekzien, deren Komponenten aus Schalenblende- und Pyritbruchstücken bestehen. Dieser Befund weist deutlich auf eine nachträgliche Brekziierung der Vererzungen an den Störungen hin. Über die verschiedenartige Brekziierung, Kata=klase und Neuausscheidung des Erzes gibt die Tabelle Abb. 26 Auskunft. Eine halbschematische Darstellung der im gangförmigen Vererzungsbereich vorkommenden Erztexturen wird in Abb. 25 wiedergegeben.

Im weiteren Störungsbereich wie auch in größerer Entfernung davon im scheinbar ungestörten Nebengestein lassen sich parallel zu den großen NS-Störungen kleine Erzgänge beobachten, deren Mineralfüllung selten eine tektonische Überprägung erkennen lassen. Die Mächtigkeit solcher Gänge beträgt im Durchschnitt von einigen Millimetern bis zu einigen Dezimetern. Im Streichen halten sie nur wenige Zehnermeter aus. Die Abb. 18,Fig. 5 und Abb. 23, Fig. 4 zeigen einen solchen Gang, wie im Zentrum Dolomitspat, Kalkspat oder Baryt als "Gangart" und isolierte Partien von Schalenblende, Bleiglanz und teilweise auch von Pyrit in fast symmetrischer Anordnung verteilt sind. Parallel zur Gangwandung erstrecken sich rote bzw. gelbe Schalenblende-lagen, die oft noch Bleiglanzkörner einschließen.

Gangvererzungen der vorstehend beschriebenen lokalen Typen sind vorzugsweise in der oberen Kalk-Dolomit-Serie wie auch in den Raibler Schichten vertreten, wobei sie sich stets an die Nachbarschaft bedeutender Erzstöcke und großer Schichterz-partien halten. Daneben tritt die gangförmige Vererzung auch in der unteren Kalk-Dolomit-Serie, allerdings in untergeordnetem Maße, auf.

5. Vererzung und Nebengestein

Im Laufe der früheren Bearbeitungen der Raibler Lagerstätte wurde dem Zusammenhang zwischen den tektonischen Strukturen und der Vererzung stets ein besonderes Interesse entgegenge-bracht. Das liegt darin begründet, daß die Lagerstätte im Phänotyp einer "Ganglagerstätte" gleicht, da die Erze im wesent-lichen an die großen Störungssysteme gebunden und in "Stöcken" angereichert sind. Als erster entfernte sich ROMAGNOLI (1966) von dieser Konzeption und untersuchte das Nebengestein etwas eingehender. Dabei erkannte er eine weitgehende Differenzierung des bis dahin generell nur als massig beschriebenen Kalk-Dolomit-Gesteins. Darüber hinaus versuchte er erstmals eine paläogeographische Entwicklung des Lagerstättenbereiches während der Trias zu rekonstruieren.

Seine Gedanken und Beobachtungen über Gesteinsfazies und Paläogeographie sollen im folgenden auf Grund eigener Unter-suchungen weitergeführt und vervollständigt werden. Sie können

jedoch keinen Anspruch auf Vollständigkeit haben, da für eine exakte lithologische und sedimentpetrographische Beschreibung des Nebengesteins noch eine Vielzahl von Spezialuntersuchungen nötig wäre. Zu dem läßt sich ein auf paläogeographische und fazielle, flächenmäßige Untersuchungen hin ausgerichtetes Beprobungsprogramm schwer mit den mehr linear ausgerichteten bergmännischen Vortrieben in Übereinstimmung bringen.

5.1 Nebengesteinsfazies

Durch die ungewöhnliche Mächtigkeit des bei flüchtiger Betrachtung uniform wirkenden Kalk-Dolomit-Komplexes im Lagerstättenbereich und die besondere Faziesentwicklung der Kalkigtuffitischen Serie wurde ich angeregt, mich mit der Faziesverteilung des Nebengesteins näher zu befassen. Dabei ergaben sich u.a. besondere Schwierigkeiten, da primäre Sedimentationsstrukturen und -texturen offensichtlich durch diagenetische Prozesse mehr oder weniger verwischt worden sind.

Das Massiv des Mt.Re, welches die Lagerstätte beherbergt, ist vorherrschend aus Riffgesteinen aufgebaut, die in Teilbereichen eine relativ wenig differenzierte lithologische Ausbildung zeigen. Die Grubenbaue schließen jedoch nur einen kleinen Bereich des über 2000 m mächtigen Riffkomplexes auf. Da sich die Beobachtungen auf die untertägigen Aufschlüsse beschränken mußten, kann nur auf die Faziestypen aus den stratigraphisch höheren Partien des Riffgebietes näher eingegangen werden.

Innerhalb des Grubenbereiches herrscht ein massiges, ungebanktes Karbonatgestein vor, in das bereichsweise feinlaminierte Camgite, Tuffite, sedimentäre Brekzien und die Kalkigtuffitische Serie eingeschaltet sind. Bei dem massigen Karbonatgestein handelt es sich wohl um die kompakten Partien eines Barrierriffes (Bioherm), das den äußeren Rand eines Plateauriffes gegen die offene See darstellte (SCHNEIDER 1964). Das Gestein des Bioherms besteht überwiegend aus organogenen Camgiten, die aus lithifizierten Resten von Riffbildnern und Riffbewohnern (ZANKL 1969) bestehen. Hierbei handelt es sich um eine typische Riffgerüstfazies. Riffbildner waren vorwiegend Algen und Schwämme sowie vereinzelt 1 - 2 m hohe Korallenstöcke,

die vorallem in der oberen Kalk-Dolomit-Serie auftreten. Die lithifizierten Algen- und Schwammreste sind nur dort sichtbar, wo das Gestein besonders hell und bitumenfrei ist.

Auch Fossilreste ehemaliger Riffbewohner lassen sich innerhalb der Riffgerüstfazies nachweisen. Es handelt sich im wesentlichen um Zweischaler, von denen vereinzelt guterhaltene komplette Steinkerne gefunden wurden. Seltener finden sich auch schlechterhaltene Foraminiferen. Paläontologische Bestimmungen wurden nicht durchgeführt.

Der Bereich des Riffgerüstes weist zahlreiche Großoolithe (LEUCHS 1928) auf. Sie haben im Anschnitt meist einen unregelmäßigen, rundlichen bis gestreckten Querschnitt. Ihr Zentrum ist durch groben Dolomit- oder Kalkspat ausgefüllt. Der petrographische Aufbau der in Raibl beobachteten Großoolithe gleicht im wesentlichen dem, der bei LEUCHS (1928) und VIDAL (1953) ausführlich beschrieben ist. Darüber hinaus konnte jetzt eine Beteiligung von Zinkblende bei der Zementierung der Hohlräume festgestellt werden (vgl. Kap. 5.2).

Auffällig ist die enge Verflechtung der massigen Riffgerüstgesteine mit Brekzien, die in kleinen "Taschen" (Zentimeter- bis Meterbereich) in dem von Riffbildnern und Riffbewohnern aufgebauten Gestein eingelagert sind. Es handelt sich hierbei um Riffschutt, der sich innerhalb des Barrierriffes abgelagert hat. Die Brekzienkomponenten, selbst aus Biomikrit bestehend, sind meist schlecht sortiert und werden teils von einem grauen, teils von einem weißlichen Karbonatzement verkittet. Nach ZANKL (1969) ist diese intensive Verzahnung von Riffschutt und Riffgerüst kennzeichnend für einen zentralen Riffbereich.

Typisch für die obere Kalk-Dolomit-Serie sind meter- bis dezimetergroße Linsen von geschichteten Karbonatsedimenten, die eine dunklere Farbe als das benachbarte Gestein aufweisen. Durch laminare Texturen und einen größeren Bitumengehalt heben sie sich in der Regel sehr scharf vom Riffgerüstgestein ab. Der biogene Anteil des Gesteins innerhalb der Linsen tritt stark zurück. Im westlichen Lagerstättenbereich konnten auch grüne tonige Lagen innerhalb der Linsen beobachtet werden. In einem Dünnschliff eines geschichteten Karbonatsediments ließ

sich feinverteilte Zinkblende nachweisen.

Diese eben beschriebene Gesteinsfazies muß von der Aus= bildung der feinlaminierten Cargite (Kap. 1.251) deutlich unterschieden werden, da keine entsprechend große Ausdehnung dieser Gesteine und keine so markante Lamination vorhanden ist. Außerdem enthält sie wenig, aber deutlich wahrnehmbares bio= genes Material. Ihre Vorkommen sind nicht nur auf das Liegende der stockförmigen Erzkörper beschränkt, sondern vielmehr über die ganze obere Kalk-Dolomit-Serie verteilt.

Ergänzend ist zu betonen, daß innerhalb des Riffkomplexes im Grubenbereich keine Beispiele für eine "back-reef-facies" gefunden wurden wie sie von SCHNEIDER (1954, 1964) MAUCHER & SCHNEIDER (1967) für die oberladinischen Riffbereiche der Nord= alpen beschrieben wurden. Zwar lassen sich feingeschichtete Karbonatgesteine, allerdings ohne Kalk-Dolomit-Wechsellagerun= gen, sowie der "Sonderfazies" gleichende Gesteinstypen nach= weisen, doch spricht ihre nur lokale und isolierte räumliche Verbreitung und ihre geringe flächige Ausdehnung gegen die Ausgliederung einer Rückriffzone. Es hat also den Anschein, als ob im engeren Lagerstättenbereich nur die eigentliche Barrierriffzone vorliegt, diese allerdings in einer für ost= alpine Verhältnisse ungewöhnlich großen Mächtigkeit.

5.2 Diagenetische Veränderungen

Das karbonatische Nebengestein der Raibler Lagerstätte ist von starken diagenetischen Veränderungen erfaßt worden, die das Mikrogefüge des ursprünglichen Riffgesteins weitgehend ver= wischt haben.

GERMANN (1966, 1968) beschrieb die diagenetischen Prozesse nach Ablauf und Ausmaß im erzfreien Wettersteinkalk der nörd= lichen Kalkalpen. Er wies eine diagenetische Verringerung des Porenraumes (Zementation), eine Kornvergöberung und Veränderun= gen der Kornformen nach. Nach seinen Untersuchungen sind im Durchschnitt 70 % des Mineral- und Kornbestandes im Wetter= steinkalk während der Diagenese entstanden. Mit 30 % sind un= veränderte Relikte vertreten. Diese Beobachtungen treffen auch für das Gestein des Riffkomplexes von Raibl im Großen und Ganzen zu. Es sollen deshalb hier nicht alle diagenetischen Erschei=

nungen dargestellt werden, sondern nur auf diejenigen Pro=zesse, die auch Einfluß auf die Vererzung hatten, eingegangen werden.

Infolge der starken diagenetischen Veränderungen sind relik=tische Sedimenttexturen im Riffkomplex sehr selten. Solche Relikte zeigen, daß das ursprüngliche Riffgestein aus Skelett=teilen von Riffbildnern und Riffbewohnern aufgebaut ist. Zu einem großen Prozentsatz besteht das Riffgestein aus Riff=schutt und feinem Zerreibsel, das in das Riffgestein einge=lagert ist. Einen weiteren primären Bestandteil bilden Hohl=räume, die sowohl innerhalb des Gerüstes als auch im Riff=schutt nachzuweisen sind. Sie sind heute weitgehend mit karbo=natischem Zement ausgefüllt.

Einen Teil der heute zementierten Hohlräume stellen die sog. Großoolithe dar, die fast im gesamten von den Gruben=bauen aufgeschlossenen Riffkomplex zu beobachten sind. Nach LEUCHS (1928) sind die Großoolithe Leitstrukturen für eine Riffazies. Derartige Hohlräume befinden sich sowohl im grob=klastischen Riffschutt als auch innerhalb des riffaufbauenden Organismengerüstes.

SANDER (1950) stellte durch Untersuchungen über die Gefüge=regelung an Großoolithen fest, daß die Kalkspäte eine Wachs=tumsregelung mit c-parallel zur bewachsenen Wand aufweisen.

In Raibl wurde nicht nur kalzitischer, sondern auch dolo=mitischer Zement bei der Ausfüllung der ehemaligen Hohlräume beobachtet. Wie in Abb. 23, Fig. 3 dargestellt ist, kann auch Zinkblende bei der Zementation beteiligt sein.

Das mikritische Gefüge des ursprünglich kalzitischen Riff=gesteins ist heute weitgehend durch eine diagenetische Sammel=kristallisation überprägt worden. Das Produkt dieses Prozesses ist ein Sparit, in dem nur noch Reste des Ausgangsgesteins vorhanden sind. (Abb. 23, Fig. 23). Das Verhältnis von unver=ändertem zu diagenetisch sammelkristallisiertem Gestein liegt nach den Beobachtungen an verschiedenen Schliffen etwa zwischen 1 : 5 und 1 : 3. Die Korngrößen des diagenetisch sammelkristal=lisierten Kalzites betragen meist unter 0,1 mm. Häufig beob=achtet man auch spätdiagenetisch gebildeten Kalzit, dessen

Kristalle z.T. größer als 1 mm werden können. Solcher Kalzit kommt besonders in den dünnen Gängen als kalzitische Füllung vor (Abb. 23, Fig.4, links am Rand).

Eine weitere wichtige diagenetische Umwandlung stellt die Dolomitisierung des Primärgesteins dar. Der Dolomit tritt in folgenden Formen auf:

a. Grobspätiger Zement in ehemaligen Hohlräumen (Großoolith)
b. Isolierte authigen gesproßte Dolomitkristalle in einem Kalzitmikrit bzw. -sparit
c. Grobkristalline Kluftfüllung
d. Dolomitspatpflaster (Dolosparit).

Korngrößen und Verteilung des Dolomits lassen - von den seltenen Hohlraumfüllungen abgesehen - immer auf eine spät=diagenetische Dolomitisierung des Nebengesteins schließen. Die Fig. 2 der Abb. 23 zeigt eine typische spätdiagenetische Ver=drängung durch Dolomit, wobei sedimentäre Texturen des ur=sprünglichen Riffgesteins fast völlig überprägt sind. Even=tuell stellen die u.a. von Zinkblende abgebildeten rundlichen Flecken Relikte primärer Texturen dar. Mikrokristalline Dolo=mite in konkordanten Gefügen, die für frühdiagenetische Dolo=mitisierung kennzeichnend waren, fehlen in den verschiedenen Typen des Riffgesteins von Raibl bisher, Lediglich die Dolo=mite in den Großoolithen sind möglicherweise frühdiageneti=scher Entstehung.

Nicht nur das Nebengestein, sondern auch das Erz ist einer diagenetischen Veränderung unterworfen worden. Die Diagenese läßt sich allerdings nicht so detailliert untergliedern und altersmäßig einstufen, wie dies für das karbonatische Neben=gestein möglich ist.

Die Zinkblende - Bleiglanz ist an derartigen Texturen fast nicht beteiligt - tritt in folgenden Erscheinungsformen auf:

a. Grobkristalline Pflastergefüge und Schalenblende
b. Zement in primären Hohlräumen
c. Kluftfüllung
d. Isolierte Zinkblende-Kornaggregate.

a. Bereits in Kap. 4.22 wurde auf die Existenz von primärer schichtiger Zinkblende hingewiesen, die offenbar durch chemische Ausfällung am Meeresboden abgesetzt worden ist. Diese schichtige Zinkblende ist nachträglich diagenetisch umkristallisiert und teilweise zu Schalenblende oder grobkristallinen Pflastergefügen umgewandelt worden.

b. Bei der Zementation von ehemaligen Hohlräumen im Riffgerüst umd im Riffschutt kann Zinkblende neben Kalkspat und Dolomitspat beteiligt sein. Sie lagert sich parallel zur Hohlraumwandung an Kalkspatkristalle meist in Form einer "Kette" einzelner ZnS-Körner an. Gelegentlich ist auch die Bildung von Schalenblendezement zu erkennen.

c. Diagenetisch sammelkristallisierte Zinkblende findet sich als Schalenblende innerhalb von Dolomit- bzw. Kalkspatgängen, die bereits in Kap. 4.24 beschrieben wurden. Die Gänge haben eine Mächtigkeit von wenigen Millimetern bis zu einigen Dezimetern und verlaufen meist in NS-Richtung parallel zu den großen Störungen. Die Schalenblende ist im Normalfall randlich an der Gangwand angeordnet, doch lassen sich auch in der Gangmitte Schalenblendepartien erkennen, die dann von grobspätigem Dolomit umgeben sind (Abb. 23, Fig. 4).

d. Eine andere Erscheinung diagenetischer Umwandlung von Zinkblende kann man im Dolosparit erkennen (Abb. 23, Fig.2). Isolierte und ursprünglich feinverteilte ZnS-Körner ballen sich zu Schalenblendelagen zusammen.

5.3 Paläogeographische Entwicklung

Nach den Beobachtungen zu den einzelnen Faziestypen des Riffgesteins und auf Grund der an der Faziesgrenze Riffgestein/Raibler Schichten festgestellten lithologischen und paläogeographischen Besonderheiten (Kap.1.32), soll im folgenden versucht werden, die paläogeographische Entwicklung des Lagerstättenbereiches nachzuzeichnen. Die Grubenbaue schließen allerdings nur einen kleinen Teil des weitläufigen Riffkomplexes auf. Da entsprechende Untersuchungen nur im untertägigen Aufschlußbereich angestellt wurden, kann eine großräumige paläogeographische Rekonstruktion hier nicht mit der wünschens-

werten Ausführlichkeit und Genauigkeit ausgeführt werden.

Nach der Ablagerung der 700 m mächtigen Tuffserie der Buchensteiner Schichten setzte zuerst eine kalkige Sedimentation ein, von der die gut gebankten Kalke mit den zwischengeschalteten Tonlagen im Nachbett des Rio Freddo im Norden des Mt.Re zeugen. Danach begann die Riffbildung. Sie hielt bis zum Einsetzen der Raibler Schiefertonfazies durch. Der Riffkörper bildete einen Teil eines Barrieriffes, der gegen Süden wahrscheinlich vom Bereich eines Vorriffbeckens begrenzt wurde. Gesteinsserien eines typischen Vorriffbeckens aus dem Raum Raibl sind bisher nicht beschrieben worden. Derartige Gesteine würden das Aquivalent zu den nordalpinen "Partnachschichten" darstellen. Eventuell könnte man die "bituminösen Kalke" als von einem Vorriffbecken beeinflußte Sedimente deuten, doch fehlen zum Beweis dieser Annahme eingehende sedimentologische Untersuchungen.

Innerhalb des Barrierriffkörpers bildeten sich zu verschiedenen Zeiten immer in gleichen (paläogeographischen) Bereichen, vorwiegend im heutigen Verlauf der Abendblatt- und Struggl-störungen, einzelne Becken übereinander aus, in denen die feinlaminierten Cargite und die über ihnen folgenden Stockerze heute angetroffen werden.

Noch vor Ablagerung der Kalkig-tuffitischen Serie erfolgte eine Kippung des Riffkomplexes um etwa 10 bis 20 Grad nach Norden. Während dieser ersten Verstellung ist die Diskordanz zwischen den Erzkörpern cant. Bärenklamm und cant. 1100 angelegt worden. Außerdem tritt offensichtlich zusätzlich ein größerer sedimentärer Brekzienkörper in diesem Bereich auf.

Während dieser Kippbewegung erhöhte sich die vulkanische Tätigkeit, die dann schon während der Sedimentation der unteren Lagen der Kalkig-tuffitischen Serie ihren Höhepunkt erreichte. Die Tuffite sind nur Zeugen eines Vulkanismus dieser Zeit, der aber nicht innerhalb des engeren Lagerstättenbereiches stattgefunden haben muß. Es ist auch denkbar, daß tuffitisches Material von weiter her eingeblasen worden ist.

Mit der Sedimentation der Kalkig-tuffitischen Serie änderte

sich die Paläogeographie für eine kurze Zeitspanne. Von Süden griff ein Meeresarm mit euxinisch beeinflußtem Milieu nach Norden in das Barrierriff ein. Dieser Meeresarm, der seine nördliche Begrenzung noch im Lagerstättenbereich hatte, könnte als ein einmaliger Einbruch des Vorriffbeckens gedeutet werden. Leider ist die südliche Fortsetzung der Kalkig-tuffitischen Serie durch untertägige Aufschlußarbeiten zur Teufe hin noch nicht bekannt geworden. Während der euxinischen Sedimentationsbedingungen erreichte die vulkanische Tätigkeit ihren Höhepunkt, wie die im Streichen weit verfolgbaren Tuffithorizonte innerhalb der Serie und die im gleichen stratigraphischen Niveau isoliert vorkommenden Tuffitlinsen bezeugen. Mit dem Ausklingen des Vulkanismus setzte eine bankige, bituminöse Karbonatsedimentation ein, so daß die Kalkig-tuffitische Serie insgesamt 130 m Mächtigkeit erreicht.

Danach nahm das Riffwachstum im gesamten Gebiet wieder überhand. Es bildeten sich im heutigen Bereich der Strugglstörungen und Abendblattstörungen Becken (Erzmittel, colonna principale sud und colonna principale nord) innerhalb des massiven Riffkomplexes aus. Bei der Bildung der colonna principale sud kippte der Riffkörper abermals um 20 Grad nach Norden ab. Das Scharnier der Kippbewegung konnte etwa an der Stelle gelegen haben, wo sich heute die colonna principale sud mit den Raibler Schichten vereinigt.

Nach der Kippung konnte sich das Riffwachstum noch kurz fortsetzen. Bald jedoch müssen irgendwelche Bodenunruhen so heftig geworden sein, daß vom Riffrand Gesteinspartien abbrachen und der Riffschutt (Sedimentäre Brekzie) im heutigen Konvergenzbereich der colonna principale sud mit den Raibler Schichten entstand. Jedenfalls ist bemerkenswert, daß dieser Brekzienkörper sich nur über dieses Gebiet erstreckt. Nach der Ablagerung dieser stratigraphisch höchsten Brekzie setzte eine feinklastische, sapropelitische Sedimentation ein. Mit diesem Fazieswechsel wird die stratigraphische Grenze zwischen Ladin und Karn gleichgesetzt.

Deshalb sei an dieser Stelle nochmals auf das Problem der biostratigraphischen Grenzziehung an dieser Faziesgrenze eingegangen (vgl. Kap. 1.32 und Abb. 3):

Legt man die Zeitgrenze Ladin/Karn an den Beginn der Kippbewegung, also direkt unter die colonna principale sud (in Abb. 3 mit einer gestrichelten Linie gekennzeichnet), so würden alle Sedimente im Hangenden der colonna dem Karn angehören. Im Süden des Kippscharniers würde dann der unterste Teil der Raibler Schichten noch ins Ladin gestellt werden müssen. Nördlich des Scharniers würden die Riffsedimente wie auch die Raibler Schichten selbst ins Karn gestellt werden müssen. Mit einer solchen Rekonstruktion einer paläogeographisch bedingten Grenzziehung würde man folgendes erzielen:

1. Die stratigraphische Grenze würde nicht mehr mit der Faziesgrenze zusammenfallen.
2. Die Fazies der Raibler Schichten würde sowohl dem Ladin (südlich des Scharniers) als auch dem Karn (nördlich des Scharniers) angehören, womit dem paläontologischen Befund ARTHABERs (1903) Rechnung getragen werden würde (vgl. Kap. 1.32).
3. Die Erze auch über dem Niveau der colonna principale sud hätten generell karnisches Alter. Die Vererzung würde bis maximal 150 Schichtmeter über die Ladin-Obergrenze reichen und damit stratigraphisch etwa auch mit den Erzhorizonten von Bleiberg größenordnungsmäßig übereinstimmen (HOLLER 1951 und SCHULZ 1960).
4. Die Zeitgrenze würde diagonal zur Faziesgrenze verlaufen.

5.4. Geochemische Untersuchungen

Die Grubenbaue schließen 1700 Schichtmeter des massigen Riffgesteins auf. Um neben einer faziellen auch eine mögliche geochemische Gliederung dieses Gesteinskomplexes zu ermitteln, wurden auf den Sohlen Madonna bis zur XVII. Sohle Gesteinsproben entnommen und auf ihren Gehalt an Zink und Magnesium untersucht. Eine zweite Aufgabenstellung bestand darin, die Zinkverteilung um bekannte Erzkörper zu ermitteln, um dadurch eventuell Hinweise für zukünftige geochemische Prospektionsarbeiten auf neue Erzkörper innerhalb des Grubengebäudes zu geben.

Es hat sich bei der Auswertung der Analysen herausgestellt, daß der Probenabstand von 50 - 100 m zu groß gewählt war. Es hätten mehr Proben im engeren Abstand von einander im Bereich nur eines einzelnen bekannten Erzkörpers entnommen werden sollen, damit eine genauere räumliche Abhängigkeit der Zinkverteilung von Erzkörpern hätte herausgefunden werden können.

Eine derart detaillierte geochemische Untertageprospektion wäre allerdings über den Rahmen der Arbeit hinausgegangen.

Die vorliegenden Ergebnisse sollen nur einen groben Überblick über die geochemische Verteilung von Zink und Magnesium sowie Anhaltspunkte für weitere und eingehendere Arbeiten bieten.

5.41 Probennahme, Aufbereitung und Analysenmethode

Da eine Vorkenntnis der Geochemie des zu beprobenden Gesteins völlig fehlte, ist eine zufallsgesteuerte Stichprobenauswahl gewählt worden. Um eine größere zufälligere Streuung zu erhalten, wurde an einem Probenort von mehreren Stellen am Stoß durchschnittlich drei Probestücke entnommen.

Die Grundgesamtheit des beprobten Riffgesteins enthält nach einer überschlägigen Schätzung etwa 5% grobkörnigen Dolomit in Form von scharfbegrenzten Körpern mit einem Durchmesser von wenigen Milimetern bis zu einigen Dezimetern. Bei der Probennahme wurde darauf geachtet, daß diese groben Dolomitkörper etwa entsprechend ihrem geschätzten Gesamtanteil von 5% an der jeweiligen Probenmenge beteiligt waren. Auf diese Weise war eine für das gesamte Riffgestein repräsentative Probennahme gewährleistet.

Zusätzlich wurde eine Probenreihe im Abstand senkrecht zu den NS-Störungen Struggl, Grenzschlag, Nordschlag und Aloisi auf der XV. Sohle genommen, um eine Abhängigkeit zwischen tektonischer Beanspruchung und chemischer Zusammensetzung des Nebengesteins zu finden.

Die Proben wurden mit einer Scheibenschwingmühle pulverisiert. Der naßchemische Aufschluß des Pulvers erfolgte mit konzentrierter Salzsäure. Alle Proben enthielten nur HCl-lösliche Bestandteile, so daß Flußsäureaufschlüsse nicht nötig waren. Die Analysenlösungen hatten folgende Konzentrationen:

a. zur Bestimmung des Mg im Nebengestein $1 : 5 \times 10^4$
b. zur Bestimmung des Zn im Nebengestein $1 : 5 \times 10^2$
c. zur Bestimmung des Zn im Schichterz $1 : 1 \times 10^5$

Die Analysen wurden mit einem institutseigenen Atomic Absorption Spectrophotometer 303 der Firma Perkin-Elmer durchgeführt. Es wurde ein Brenner vom Typ Boling verwendet. Die Analysen erfolgten nach den Standardbedingungen der Perkin-Elmer-Bedienungsanleitung ("AAS-Kochbuch"). Die Nachweisgrenzen liegen für Mg bei 0,005 ppm und für Zn bei 0,01 ppm.

5.42 Dolomitgehalt des Riffgesteins

Wie aus der stratigraphischen Übersicht (Abb.1) hervorgeht, bestehen hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung des Riffkomplexes in Raibl unterschiedliche Ansichten. Einige Autoren bezeichnen das erzführende Gestein als Erzkalk, andere als Erzdolomit.

Im folgenden soll auf die stratigraphische Verteilung des Dolomitgehaltes in den oberen 1300 m des Riffkörpers eingegangen werden. Als Grundlage dafür dient die Analyse von 140 Proben, die im Grubenbereich genommen und anschließend auf ihren Magnesiumgehalt analysiert wurden. Wenn man den Dolomitgehalt in Abhängigkeit von der stratigraphischen Lage aufträgt (Abb. 19), erkennt man eine Zweiteilung des Riffgesteins: bis zu einem Abstand von 750 Schichtmetern unter den Raibler Schichten ist eine unregelmäßige Kalk-Dolomit-Verteilung zu verzeichnen. Die Hauptmenge der Werte liegt im Bereich von 10 % Dolomit, doch kommen auch Gehalte von 80 - 100 % häufiger vor. Unterhalb der 750 m-Grenze beträgt der Dolomitgehalt einheitlich 5 bis 10 %. Es handelt sich also hier um einen schwach dolomitischen Kalkstein im Gegensatz zu den dolomitischen Kalken, kalkigen Dolomiten und reinen Dolomiten des oberen Abschnitts. Dieses Ergebnis bestätigt die Feststellung von TORNQUIST (1931, S.144), daß der Magnesiumgehalt in der Raibler Lagerstätte nach unten abnimmt.

Die sedimentäre Brekzie zeigt einen einheitlichen Dolomitgehalt von durchschnittlich 7,6 %. Der Maximalwert wurde mit 16,4 %, der Minimalwert mit 2,1 % ermittelt. Die Analysen von Proben aus den feinlaminierten Camgiten haben extreme Schwankungen der Dolomitgehalte gezeigt. In einem Teil der Proben konnten 100 %, in einem andern 6,1 % Dolomit nachgewiesen werden. Mittlere Gehalte wurden nicht ermittelt.

Die Kalk-Dolomit-Verteilung scheint also in Raibl im Großen und Ganzen gesehen stratigraphisch kontrolliert zu sein. Eine derartige "schichtgebundene" Verteilung des Dolomits könnte auf eine frühzeitige Dolomitisierung hinweisen und widerspricht der Annahme einer jungen Dolomitisierung nach der tektonischen Verstellung.

Neben der stratigraphischen Verteilung des Dolomits wurde auch die Abhängigkeit der Dolomitführung von der Tektonik untersucht, um eventuell für den Bergbaubetrieb praktische Hinweise zur frühzeitigen Erkennung von erzführenden bzw. erzfreien Störungen zu erarbeiten.

Im Bereich der Störungsblätter Grenzschlag, Nordschlag, Struggl und Aloisi auf der XV. Sohle wurden in einem Profil senkrecht zu den Störungen im Abstand von 50 Metern Proben genommen, die auf ihren Magnesium- und Zinkgehalt analysiert wurden. Es zeigte sich, daß der Dolomitgehalt nur im Bereich der Grenzschlagstörung bis auf 100 % ansteigt. An den anderen Störungen ist keine Erhöhung des Dolomitgehalts zu bemerken (Abb. 21). Eine Korrelation von Zink- und Dolomitgehalten ist nicht immer möglich. Auf der einen Seite zeigt der Bereich der Grenzschlagstörung viel Dolomit und viel Zinkblende, auf der anderen Seite ist im Strugglbereich viel Zinkblende und wenig Dolomit festzustellen. An der Aloisistörung gibt es wenig Dolomit und wenig Zinkblende. Es wird also für den Bergbau kaum möglich sein, vom Dolomitgehalt auf die Erzführung im Störungsbereich zu schließen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die geochemischen Analysen eines Teilbereiches des Riffgesteins ergeben haben, daß es sich bei dem Nebengestein überwiegend um einen dolomitischen Kalk handelt. Es soll also in Zukunft von einem dolomitischen Erzkalk bzw. Riffkalk und nicht mehr von einem Erzdolomit gesprochen werden.

5.43 Zinkgehalt des Riffgesteins

In den auf Magnesium analysierten Proben des karbonatischen Nebengesteins wurde auch der Zinkgehalt ermittelt. Diese Bestimmung sollte dazu beitragen, drei wesentliche geochemische Probleme der Erzverteilung innerhalb der Raibler Lagerstätte zu klären:

a. Abhängigkeit der Zinkgehalte von der Stratigraphie
b. Dimension von Dispersionshöfen um bekannte Erzkörper
c. Dimension von Dispersionshöfen um vererzte Störungen.

Für die Analysen standen 140 Proben aus dem Raibler Riff=komplex zur Verfügung. Die Analysenergebnisse wurden auf logarithmischem Wahrscheinlichkeitspapier in einem Summenhäufigkeitsdiagramm (Abb.20) dargestellt. Die Summenkurve zeigt zwei Knicke bei 75 ppm und bei 170 ppm. Sie ist als die Darstellung eines Mischkollektivs aus in sich log-normalverteilten Populationen aufzufassen. Der untere gerade Kurvenast repräsentiert die back-ground-Werte, die im Bereich von 20 bis 75 ppm liegen. Etwa 50 % aller analysierten Proben liegen damit im background-Bereich. Die Obergrenze stimmt gut mit der von LEPELTIER (1969) angegebenen Linie bei 50 % überein.

Der Geradenabschnitt von 75 bis 170 ppm umfaßt die Schwellenwerte. Sie umschließen den Zinkgehalt der Dispersionshöfe, in denen der background-Zinkgehalt des Gesteins durch migrierende Zinklösungen erhöht wurde. Oberhalb von 170 ppm beginnt die dritte Untergruppe, die die Werte der Anomalien umfaßt. Sie reicht bis etwa 5000 ppm. Durch sie wird der Vererzungsbereich der Lagerstätte angezeigt.

Die Zn-background-Werte für das Raibler Riffgestein liegen mit 20 bis 75 ppm im Mittel im Bereich der Clarkzahl, also bedeutend niedriger als es in karbonatischen Gesteinen üblich ist. Nachfolgend werden einige Literaturangaben über die Zinkkonzentrationen in vorwiegend karbonatischen Gesteinen angeführt:

40 ppm	FERSMANN (1939)	Clarkzahl
70 ppm	TAYLOR (1964)	Clarkzahl
bis 170 ppm	KRANZ (1970)	background für Karbonatgestein an dem Pb-Zn-Vorkommen Gstütalpe/ Vorarlberg
100 - 130 ppm	GROBELSEK (1961)	background für das Nebengestein der Pb-Zn-Lagerstätte Mežica/Jug.
200 ppm	WOLF & GEN. (1967)	für Dolomitgestein
740 ppm	WOLF & GEN. (1967)	für Kalke
1100 ppm	WEBER (1964)	für primäre Dolomitgesteine.

Auch die Schwellenwerte des Zinks liegen in Raibl relativ niedrig. GROBELSEK (1961) gibt für Mežica einen Bereich von 350 bis 600 ppm und KRANZ (1970) für das Pb-Zn-Vorkommen der

Gstütalpe/Vorarlberg einen Bereich von 170 bis 1000 ppm an.

Die Anomaliewerte, die über der 170 ppm-Grenze beginnen, liegen im Raibler Riffkomplex im Vergleich zu anderen Vorkommen ebenfalls relativ niedrig. Die höchsten Werte wurden im Probenmaterial mit 3000 bis 5000 ppm ermittelt.

Neben dem normalen massigen Riffgestein wurden auch die anderen Faziestypen in der Kalk-Dolomit-Serie geochemisch untersucht. Die sedimentäre Brekzie zeigt einen durchschnittlichen Zinkgehalt von 235 ppm. Der höchste Wert wurde mit 1600 ppm, der niedrigste mit 29 ppm ermittelt. Der durchschnittliche Zinkgehalt der feinlaminierten Camgite liegt bei 580 ppm und damit im Bereich der Anomaliewerte für das Riffgestein. Für die kalkig-tuffitische Serie ergaben vier Proben einen durchschnittlichen Zinkgehalt von 180 ppm, maximal 425 ppm und minimal 55 ppm.

Die Verteilung des Zinkgehaltes in Abhängigkeit von der stratigraphischen Abfolge zeigt folgendes Bild (Abb.22): Die höchste Anomalie mit ca. 600 ppm liegt 50 bis 70 Schichtmeter unter dem Raibler Kontakt. Weitere Anomalien, die allerdings nur wenige Zehner-ppm über der Obergrenze der Schwellenwerte liegen, finden sich 160, 380, 700, 1100 und 1300 Schichtmeter unter der Raibler Grenze. Nur bei 1100 m werden Werte von 350 ppm erreicht.

In der Abb. 22 sind zusätzlich die stratigraphischen Positionen der Stockerze eingezeichnet. Man kann der Abbildung entnehmen, daß die Anomalien etwa mit der Position der Stockerze korrelieren. Ein Zink-Minimum erscheint bei 900 - 1000 Schichtmetern unter dem Raibler Kontakt, was der stratigraphischen Lage der Kalkig-tuffitischen Serie entspricht.

Um Hinweise für das Auffinden bisher unbekannter Erzkörper zu geben, wurden die Zinkgehalte des Nebengesteins in Abhängigkeit vom jeweils nächsten Erzkörper in einem Diagramm dargestellt (Abb. 20). Es zeigt sich, daß der Zinkgehalt bis in eine Entfernung von 30 m vom Erzkörper im Anomaliebereich liegt. Innerhalb dieser 30 m erstreckt sich offensichtlich der Dispersionshof eines Erzstockes. Bei zunehmender Entfernung sinkt der Zinkgehalt in den Bereich der Schwellenwerte ab. Nur

bei 150 m, 200 m und 230 m Entfernung steigt er wieder in den Anomaliebereich. Doch nur im Bereich der Disperionshöfe wird der mittlere Zinkgehalt von 350 ppm überschritten. Für Prospektionsarbeiten würden durchschnittliche Werte über 350 ppm möglicherweise auf die Nähe eines Erzkörpers hinweisen.

Neben der Abhängigkeit der Zn-Anomalien von der Stratigraphie und den Erzkörpern wurde auch ihre Abhängigkeit von der Gangvererzung untersucht (Abb. 21). Dazu wurde auf einer Profillinie senkrecht zu den Störungen Grenzschlag, Nordschlag, Struggl und Aloisi auf der XV. Sohle alle 50 m eine Probe des Nebengesteins genommen und auf ihren Zink- und Magnesiumgehalt analysiert. Auf Grund der Ergebnisse erkennt man, daß der Zinkgehalt des Nebengesteins im Bereich von Struggl und Nordschlag auf fast 4000 ppm ansteigt. Im Bereich von Aloisi dagegen ist keine Anomalie festzustellen, obwohl die Störung in dem Profilschnitt erzführend ist. Eine Korrelation zu den Dolomitgehalten ist nicht immer möglich.

5.5 Zum Problem der stratigraphischen Position der Erzkörper

Bei der generellen Betrachtung der Vererzungsformen in der Lagerstätte erkennt man, daß gangförmige und stockförmige Erzkörper, die stets miteinander in räumlicher Verbindung stehen, überwiegen. Es erscheint auf den ersten Blick absurd zu sein, stratigraphische Positionen für die Erzkörper anzugeben.

Läßt man bei der Rekonstruktion, wie oben beschrieben, die Gangerze weg, ergibt es sich ohne Zwang, für die entsprechend übrigbleibenden Stockerzkörper eine stratigraphische Ordnung aufzustellen. Auf Grund der Rekonstruktion des Schemaprofils durch die Lagerstätte (Abb.3) ist es jetzt möglich, die stockförmigen Erzkörper mit bestimmten Niveaus innerhalb des Riffkomplexes zu parallelisieren. Die Erzkörper liegen nicht in einem Profil übereinander, wie es nach Abb. 3 erscheint, sondern vielmehr in verschiedenen Profilebenen nebeneinander. Das ist besonders in der obersten Abteilung des Riffkomplexes der Fall, wo die Erzstöcke "colonna principale sud", die Erzkörper am Kontakt (contatto scisti) und die Vererzungen an der Abendschlagstörung nebeneinander liegen.

Einleitend soll betont werden, daß nahezu alle Erzstöcke mit ihrer Längsachse parallel zum Schichteinfallen eintauchen. Innerhalb des ca. 2400 m mächtigen Kalk-Dolomit-Komplexes liegen die schichtkonkordanten Erzstöcke in folgenden Niveaus (Schichtmeter unter den Raibler Schichten):

contatto scisti	0 - 20 m
col.princ.sud	0 - 150 m
col.princ.nord	200 - 340 m
Erzmittel	340 - 450 m
col.Giuseppe	500 - 570 m
Ostschlag	560 - 800 m
cant. 1100	980 - 1100 m
cant. Bärenklamm	1150 - 1200 m
cant. NE	1400 - 1700 m

Die Mächtigkeiten der Erzstöcke liegen zwischen 50 und 100 m, im arithmetischen Mittel bei 60 m.

Zum Vergleich seien die stratigraphischen Positionen der Vererzungen der Lagerstätten Bleiberg/Kreuth und Mežica/Jugoslawien genannt (Schichtmeter unter dem 1.Carditaschiefer):

Bleiberg: bis maximal 200 m (mineralisierte Erzgänge) (SCHULZ 1966).

Mežica: 20 - 25 m, 50 - 60 m, 90 m, 130 - 150 m (Lagervererzung) (ŠTRUCL 1965).

Setzt man die entsprechende Gesamtmächtigkeit des ladinischen Kalk-Dolomit-Komplexes mit 100 % an, so können in Raibl 70 %, in Bleiberg 22 % und in Mežica 18 % der Schichtmeter des Nebengesteins als erzführend betrachtet werden.

In Raibl liegen in der oberen Kalk-Dolomit-Serie die größten Erzvorkommen. So befindet sich zwischen der Kalkig-tuffitischen Serie im Liegenden und den Raibler Schichten im Hangenden etwa 3 bis 4 mal so viel Erz wie in dem Komplex unter der Kalkig-tuffitischen Serie. Es zeigt sich auch, daß es keine Erzvorkommen unmittelbar im Liegenden der Kalkig-tuffitischen Serie gibt, sondern nur in tieferen stratigraphischen Niveaus nördlich und westlich ihrer Verbreitung. Dagegen ist eine reichere, jedoch auf isolierte Vorkommen beschränkte Vererzung über der Serie zu beobachten.

Im Gegensatz zu Bleiberg findet sich in den Raibler Schichten hier vorläufig relativ wenig Erz. Sein Hauptanteil ist auf den Grenzbereich Riffgestein/Raibler Schichten beschränkt.

Wenn man allerdings die Zeitgrenze Ladin/Karn unter die

"colonna principale sud" legt, wie in Kap. 5.3 erörtert wurde, würden die untersten 150 m des Karns sowohl in einer Riffgesteinsfazies als auch in einer Raibler Fazies stockförmiges Erz führen. In diesem Fall könnte die Vererzung sowohl hinsichtlich ihrer stratigraphischen Position als auch in der Mächtigkeit des erzführenden Anteils mit der karnischen Vererzung in Bleiberg verglichen werden.

Mit diesen Darlegungen sollte zunächst nur auf die räumliche Anordnung der Erzkörper eingegangen worden sein, ohne daß damit Folgerungen für die Genese der Lagerstätte verbunden wären.

Die stratigraphische Einordnung der stockförmigen Erzkörper in Raibl wird für die Betrachtung über die Zusammenhänge zwischen Tektonik und Vererzung und der damit verbundenen Frage nach neuen Erzvorkommen große Bedeutung gewinnen.

6. Tektonik und Vererzung

Die früheren Bearbeiter der Lagerstätte sahen die Vererzung immer im direkten Zusammenhang mit der Tektonik, da die großen erzführenden Störungssysteme als Aufstiegswege für die Erzlösungen gedeutet wurden. Auch die Erzanreicherungen von Säulen und Stöcken wurde durch tektonische Vorgänge erklärt. So hätte sich z.B. nach Ansicht von KRAUS (1913) eine "tektonische Höhle" am Scharungspunkt der Störungen Morgenblatt und Abendblatt gebildet, die dann von der Erzmasse der "colonna principale" ausgefüllt wurde.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine exakte Aufnahme aller Störungen mit gleichzeitiger Kartierung der vererzten und unvererzten Bereiche durchgeführt. Die entsprechenden Kartierungspläne befinden sich bei der Grubenverwaltung in Raibl. Generell ergab sich dabei, daß die großen Störungen nicht auf ihrer ganzen Länge, sondern nur bereichsweise vererzt sind. Im folgenden solldeshalb die Frage erörtert werden, inwieweit die unregelmäßige Vererzung ausschließlich tektonisch bedingt ist.

Aus den zahlreichen für die Grubenverwaltung erstellten Saigerrissen, von denen die Abb. 7 bis 9 eine Auswahl wiedergeben, ist zu entnehmen, daß von einem Störungssystem nur

einzelne Störungen vererzt sind. Ein typisches Beispiel dafür bietet das Aloisisystem (Abb.7), von dem nur das mittlere Störungsblatt (2.vena) Erz führt und die äußeren Blätter völlig taub sind. Das Abendblattsystem (Abb.8) ist zwar an allen Blättern vererzt, aber nach der Teufe und zur Höhe zu verflauben die Störungen wieder. Ferner ist eine größere Erzanreicherung an der Scharung von Morgenblatt und Abendblatt I zu beobachten.

Diese Tatsache würde die Theorie von KRAUS (1913) und TORNQUIST (1931) stützen, wonach eine säulenartige Anreicherung des Erzes stets am Schnittpunkt zweier oder mehrerer Störungen (Scharung, Höhlenbildung) erfolgte.

Dagegen zeigen alle Vertikalprofile, daß die meisten Konvergenz-Stellen von Störungsblättern keine besonders großen Erzanreicherungen führen, wie dies z.B. Abb.7 (1.vena mit 2.vena und 3.vena von Aloisi), Abb.8 (Abendblatt II mit III) und in Abb.9 (an der unteren Bärenklammstörung) zu erkennen ist.

Ferner wird deutlich, daß es für die Erweiterung der üblichen Gangerzmächtigkeiten zu einem Erzstock keiner Scharung mehrerer Störungen bedarf. Dabei muß jedoch berücksichtigt werden, daß die großen Erzsäulen prinzipiell von den großen Störungssystemen durchschnitten werden. Diese Reicherzmassen sind also tatsächlich im Streichen und im unmittelbaren Bereich der Stöungssysteme konzentriert.

Hinsichtlich der vertikalen Erstreckung der Vererzungen ergeben sich für jedes Störungssystem ganz bestimmte topographische Höhenlagen. So ist z.B. das Abendblattsystem nur von 1230 m bis 880 m NN, das Strugglsystem von 900 bis 580 m, das Aloisisystem von 720 m bis 500 m NN und das Bärenklammsystem nur von 960 m bis 770 NN erzführend. Diese Meterangaben wurden nur den Abb. 7 bis 9 entnommen. Die vertikale Erstreckung der vererzten Bereiche in den verschiedenen Störungssystemen beträgt entsprechend den vorliegenden Beispielen zwischen 190 m und 350 m. Jedoch die gesamte unvererzte Ausdehnung der einzelnen Störungssysteme ist wesentlich größer und durch den Bergbau meist nicht voll erschlossen.

Diese nur in bestimmten Bereichen vorhandene Vererzung der Störungssysteme wurde von den älteren Bearbeitern zwar

allgemein erkannt, aber nicht erklärt. Im folgenden sollen einzelne Teilfragen erörtert werden, die bei der Deutung der Entstehung dieses oben beschriebenen, für Raibl typischen Zusammenhanges zwischen Vererzung und Tektonik auftreten. Dabei wird allerdings vorausgesetzt, daß die Reicherzkörper (Stockerze) bereits vor der Anlage der großen Störungssysteme im Riffgestein vorhanden waren. Folgende Voraussetzungen können auf Grund der durchgeführten Untersuchungen angenommen werden:
Die Erzstöcke
haben alle eine etwa konkordante Lage zum Einfallen des Nebengesteins,
lassen sich bestimmten stratigraphischen Niveaus zuordnen,
zeigen eine direkte Parallelisierungsmöglichkeit zu geochemisch besonders markanten Horizonten und
weisen reliktische Erztexturen auf, die auf eine sedimentäre Bildung der Erze schließen lassen.

Folgende charakteristische Erscheinungen im Zusammenhang zwischen Vererzung und Tektonik sollen besonders herausgestellt werden:

a. Nur an einigen Scharungen einzelner Störungen sind mächtigere Erzkörper anzutreffen. Die meisten Scharungsbereiche zeigen keine besondere Erzführung. Autoren, die eine aszendente, hydrothermale Mineralisation der Störungen in Raibl vertreten, sehen die Scharungszonen als sog. "Erzfallen" an. Es wurde aber jetzt festgestellt, daß nur wenige Konvergenzstellen eine besondere Erzführung aufweisen. Diese Tatsache läßt sich damit erklären, daß solche Scharungen zwar zahlreich im ganzen Lagerstättenbereich, aber nur selten in einem prätektonischen Erzkörper angelegt wurden. So ist zu erklären, daß nur zwei von sechs Schnittstellen der Bärenklammstörungen mit anderen Störungen Reicherzkörper führen (Aloisi/Bärenklamm und Abendschlag/Bärenklamm). Nur an diesen Scharungsstellen befanden sich prätektonische Erzkörper.

b. Nur bestimmte Bereiche der vertikalen und horizontalen Erstreckung der großen Störungen sind deswegen vererzt, weil sie prätektonische Erzkörper durchschnitten haben. Ein Teil des Erzes wurde während der tektonischen Bewegungen an den Störungen verschleppt und bis ca. 250 m vom ursprünglichen Erzkörper transportiert.

Diese Behauptung läßt sich deutlich am Aloisisystem erklären (vgl. Abbildungen 11 und 16): Die Gangerze im Norden entstanden durch die Verschleppung des Reicherzes von der heutigen cent. NE nach Süden bis in die Nähe der Kalkig-tuffitischen Serie. In ihrem Bereich setzt die Erzführung wegen einer fehlenden primären Vererzung dieser Serie aus. Im Süden von ihr wurden einzelne kleine primäre Erzkörper, die oft noch schichtige Zinkblendepartien zeigen, an den einzelnen Störungen verschleppt und ausgewalzt. Die so entstandene sekundäre Gangvererzung reicht jedoch nicht bis an die Raibler Schichten. Die Tatsache, daß im Süden des Aloisibereiches relativ dicht aneinanderliegende Störungen in einem Niveau taub und vererzt nebeneinander liegen (taube 3.vena und vererzte 2.vena mit einem Abstand von ca.30m), kann durch die kleine Dimension der durchschnittenen primären Erzkörper erklärt werden.

Die relativ große "Verschleppungsweite" des Stockerzes am Aloisisystem als Gangerz hängt offensichtlich mit der intensiven Bewegung in diesem System zusammen. Dagegen erfuhr das Erz des Erzstockes am Schnittpunkt Bärenklamm/Abendschlag einen relativ kurzen Transport. An beiden Störungen wurde es nur knapp 50 m verschleppt.

Die nördlichen Abschnitte des Strugglsystems führen deswegen kein "Gangerz" auf den unteren Sohlen, da in diesen Bereichen keine prätektonischen Erzstöcke gelegen haben. Es fehlt z.B. ein Reicherzkörper entlang der Strugglstörungen im Schnittbereich mit der Bärenklamm. Dieses Erz wäre wohl dann durch die Tektonik an den Strugglstörungen verschleppt worden.

c. Die Schnittbereiche der großen Störungen mit den Raibler Schichten sind nur in einigen Fällen reich vererzt. So zeigt der Schnitt Bärenklamm/Raibler Schichten eine reiche Vererzung, die von RADCLIFF (1936) dadurch erklärt wurde, daß Erzlösungen bei ihrem Aufstieg an den Raibler Schichten gestaut wurden. Dagegen durchzieht das Aloisisystem völlig ohne Erzführung den Kontakt zu den Raibler Schichten, was m.E. nur dadurch erklärt werden kann, daß in diesem Bereich kein prätektonisches Erz gelegen hatte. In entsprechenden Gebieten an den Strugglstörungen Abendblatt- und Bärenklammsystemen dagegen waren bereits vor Anlage der Bruchtektonik nachweislich Erzkörper vorhanden.

d. Auf Grund der eigenen Untersuchungen läßt sich erkennen, daß die "älteren Deformationspläne" (Kap. 2.4) keinen Einfluß auf die Verteilung und Anreicherung des Erzes gehabt haben. Deshalb könnten theoretisch alle Querstörungen und alle streichenden Störungen in gleicher Weise Erz führen. Nicht die Richtung einer Störung, sondern nur der "zufällige Schnitt" einer Störung mit einem prätektonischen Erzkörper bestimmt ihren Vererzungsgrad.

Zusammenfassend kann über den Zusammenhang zwischen Tektonik und Vererzung folgendes gesagt werden:

Die Störungssysteme durchschneiden prätektonische in verschiedenen stratigraphischen Positionen liegende Erzkörper. Daraus ergibt sich,

a. daß die Störungen nicht auf ihre ganze vertikale und horizontale Erstreckung vererzt sind,
b. daß die Bildung von Erzstöcken nicht an tektonische Strukturen gebunden ist,
c. daß die Vererzung nicht an ältere Deformationspläne der Bruchtektonik gebunden ist.

7. Genetische Erörterungen

Zur Deutung der Genese dieser Lagerstätte stehen sich wie für alle analogen Lagerstätten der Ostalpen zwei Theorien gegenüber:

a. Aszendent-hydrothermale, epigenetische Mineralisation von einem in der Tiefe liegenden Pluton aus, wobei dieser Vorgang in die Oberkreide bzw. ins Tertiär gestellt wurde (KRAUS, TORNQUIST, RADCLIFF, Di COLBERTALDO).
b. Syngenetisch-sedimentäre Erzanreicherung zu schichtkonkordanten Massen durch einen submarinen Vulkanismus. Dieser Prozess setzte mit der Zufuhr von Metallionen in der Mitteltrias ein und hielt mindestens bis zum Jungtertiär an (ROMAGNOLI und SCHULZ 1964).

Es werden hier nur die Autoren genannt, die sich eingehend mit der Lagerstätte Raibl beschäftigt haben. Weitere Diskussionen über die Entstehung der alpinen Blei-Zinkerze siehe u.a. bei MAUCHER (1957), SCHNEIDER (1953, 1954, 1964), SCHNEIDER & WALDVOGEL (1964), MAUCHER & SCHNEIDER (1967), TAUPITZ 1954), HEGEMANN (1960, PETRASCHECK (1960, RENTZSCH (1963).

Für Raibl ist die genetische Deutung besonders schwierig, da der Phänotyp der Lagerstätte dem eines Gangerzvorkommens gleicht, das üblicherweise durch eine epigenetische, aszendente hydrothermale Mineralisation gedeutet wurde. Besonders auf Grund der relativ strengen "Bindung" der Erzführung an die großen Störungssysteme, in denen die für Raibl so typischen "Gangvererzungen" liegen, wurde die Lagerstätte bisher als aszendent hydrothermal entstanden bezeichnet. Die Erzlösungen seien von einem in der Tiefe liegenden Pluton im Tertiär in den großen Störungen aufgestiegen und hätten sich als Gangerze

ausgeschieden. Die Porphyre von Rio Freddo wurden teils als direkte Erzbringer, teils als saure Differentiate angesehen.

Im folgenden soll kurz auf die Problematik der Genese eingegangen werden, da die Frage nur am Rande dieser Arbeit behandelt werden kann. Zu einer eingehenden genetischen Deutung fehlen u.a. gezielte Spezialuntersuchungen an einem umfangreichen Dünn- und Anschliffmaterial. Solche Untersuchungen waren nicht Ziel dieser Arbeit.

Auf Grund der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen kann man sich folgende Vorstellung über die Genese der Lagerstätte bilden:

Nach der Ablagerung der 700 m mächtigen Tuff-Serie der Buchensteiner Schichten setzte zuerst eine kalkige Sedimentation ein, von der die gut gebankten tiefladinischen Kalke mit ihren zwischengeschalteten Tonlagen (im Bachbett des Rio Freddo) zeugen. Danach begann die Entwicklung eines ungewöhnlich großen und mächtigen Riffkomplexes, die bis zum Einsetzen der Raibler Schiefertonfazies durchhielt. Während der Riffbildung erfolgte eine Ablagerung unterschiedlicher und vom normalen Riffgerüstgestein verschiedener Sedimente (Kalkig-tuffitische Serie, feinlaminierte Camgite, sedimentäre Brekzie, Tuffite). Daraus ist zu ersehen, daß das Riffgebiet durchaus in kleineren Bereichen paläogeographisch stark differenziert war. Die Kalkig-tuffitische Serie wurde in einem vom offenen Meer und von der guten Durchlüftung abgeschlossenen Becken, die feinlaminierten Camgite in flachen Rinnen und die sedimentäre Brekzie in Bewegungszonen innerhalb des Riffes abgelagert. Nördlich und westlich des Beckens mit euxinischen Sedimenten, die an ihrer Basis reichlich Tuffite führen, sind lokal Tuffite anzutreffen. Diese Tuffite bezeugen einen submarinen Vulkanismus kurz vor und während der Sedimentation der Beckensedimente. Ob die Tuffite an Ort und Stelle, wo sie sich heute befinden, entstanden sind, oder ob sie von weit her eingeblasen wurden, kann hier nicht entschieden werden.

Schon vor der Ausbildung des euxinischen Beckens entstanden drei schmale, etwa NS-verlaufende Rinnen innerhalb des Riffkomplexes gerade in jenem Bereich, der heute vom Strugglsystem

durchzogen wird. Die Länge der Rinnen betrug 300 bis 550 m, die Breite ca. 100 m. Wie syngenetische Brekzien beweisen, entstanden einige der Rinnen in tektonisch wiederholt aktiven Schwächezonen. Auch im heutigen Verlauf des Aloisisystems existierte eine prätektonische Erzrinne, die durch die Position von cant. NE angegeben ist. Sehr wahrscheinlich hat das Aloisisystem in seinem Mittelteil einige weitere, kleinere und mechanisch stark überprägte Erzkörper durchschnitten, wie die alten Abbaue auf den höheren Sohlen vermuten lassen.

Die Entstehung solcher Rinnen kann nach TAUPITZ (1954) durch die bevorzugte Absenkung, Strömungserosion oder Lösungsvorgänge am Meeresboden gedeutet werden. Daß mehrere Erzrinnen im Profil auch übereinander liegen können, wird in Raibl bestätigt.

Die Rinnen sind innerhalb des Riffkomplexes an viele verschiedene Horizonte gebunden, deren stratigraphische Positionen von 1700 m bis 0 m unter den Raibler Schichten ermittelt wurden. Die zum Schichtfallen allgemein konkordante Lage der Rinnen und die sedimentären Gefüge lassen sich nicht als ein durch nachträgliche Erzzufuhr ausgefülltes "schichtgebundenes Höhlensystem" (SIEGL) erklären (hierzu MAUCHER 1957).

Die Häufigkeit der Anlage von Rinnen nahm bis zum Ende der Riffentwicklung zu. Während der Sedimentation der ersten 100 m der Raibler Schichten kam es nur noch zur Ausbildung einzelner kleiner Taschen, deren Umrisse sich nicht so gut rekonstruieren lassen, da die kompetenten Schichten mechanisch stark durchbewegt sind. Sedimentäre Erzgefüge in den Taschen sind selten, aber doch nachzuweisen; feinlaminierte Camgite fehlen hier gänzlich.

Der Erzinhalt der Rinnen wurde im Zusammenhang mit einer früh- bis spätdiagenetischen Umkristallisation des karbonatischen Nebengesteins sammelkristallisiert. Es kam zur Ausbildung einer ältesten Generation von Verdrängungsgefügen. Die bereits diagenetisch veränderten Erzkörper wurden von den ausführlich beschriebenen Störungen geschnitten. Bei dieser starken tektonischen Beanspruchung, die sich über lange Zeiträume mehrfach wiederholte, erfolgte eine intensive Rekristallisation der Erzminerale. Gleichzeitig entstanden jene "metasomatischen Erztexturen", die bisher als typische hydrother-

male Vererzungsbilder gedeutet wurden. Ein Zusammenhang zwischen Vererzung und tektonischen Durchbewegungen ist in Abb. 26 dargestellt.

Die Bruchtektonik führte zu einer starken Überprägung der primär in Rinnen abgesetzten Erzkörper. Neben einem Lösungstransport fand auch ein mechanischer Transport des Erzes entlang der Störungszonen statt.

Zur Herkunft der Metallionen in der Trias haben sich SCHNEIDER (1954, 1964), MAUCHER & SCHNEIDER (1967), SCHULZ (1964) und ROMAGNOLI (1966) ausführlich geäußert. Als rezentes Beispiel für die submarine Zufuhr von Metallionen ist die Entdeckung des Thermengebietes im Roten Meer anzusehen (BISCHOFF 1969).

Im Gegensatz zu den durch die vorstehenden Autoren untersuchten Lagerstätten sind jedoch in Raibl "primäre", also synsedimentäre Erztexturen nur noch in extrem wenigen Beispielen erhalten geblieben. Solche Gefüge wurden offensichtlich nicht nur durch die intensive tektonische Überprägung, sondern vor allem auch durch die extensiven diagenetischen Umsetzungen im Riffkomplex verwischt.

Immerhin lassen die wenigen, reliktisch erhaltenen Primärgefüge wie auch die rekonstruierbare Paläogeographie des Lagerstättenbereiches genetische Vergleiche mit den anderen ostalpinen Vertretern dieses Types zu. Demnach kann die Blei-Zinklagerstätte Raibl als eine tektonisch und diagenetisch überprägte Erzkonzentration angesehen werden, deren Metallgehalt einem mittel- bis oberladinischen submarinen Vulkanismus entstammt.

Zusammenfassung

Mit dieser Arbeit sollen neue Untersuchungsergebnisse über die Blei-Zinklagerstätte Raibl vorgelegt werden.

Stratigraphie: Der Wettersteinkalk erreicht mit ca. 2400 m eine ungewöhnlich große Mächtigkeit. Er wird für den Raibler Lagerstättenbereich als ladinischer Kalk-Dolomit-Komplex bezeichnet, da seine biostratigraphische Begrenzung im Liegenden und Hangenden nicht klar ist. Dieser Komplex wird durch

die Kalkig-tuffitische Serie, die sich lokal am Beginn des oberen Viertels seiner Mächtigkeit befindet, in eine obere und eine untere Kalk-Dolomit-Serie geteilt.

Der Riffkomplex besteht aus Riffgerüstgestein (Barrierriff), in dem folgende, jeweils nur lokal ausgebildete spezielle Faziestypen ausgegliedert werden konnten:
Kalkig-tuffitische Serie, die noch im Lagerstättenbereich nach paläogeographisch Nord auskeilt. In den unteren Lagen der Serie wurden zahlreich Tuffitlagen angetroffen.
Feinlaminierte Kalke und Dolomite, die sich vorwiegend im Liegenden größerer Erzkörper befinden.
Sedimentäre Brekzie, die lokal unter den Raibler Schichten und in der unteren Kalk-Dolomit-Serie auftritt.
Schichtkonkordante, grüne tonige Lagen in der unteren Kalk-Dolomit-Serie. Es kann nur vermutet werden, daß sie vulkanischen Ursprungs sind.
An der Grenze vom Kalk-Dolomit-Komplex zu den Raibler Schichten wurde eine geringe Diskordanz ermittelt.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt auf dem Nordflügel einer großen Mulde, die in sich durch intensive Bruchtektonik zerstückelt wurde. Drei tektonische Hauptrichtungen der großen Störungssysteme lassen sich erkennen:

1. NS-Störungen im Lagerstättenbereich
2. Ein System von halbkreisförmigen, konzentrisch verlaufenden Brüchen im Norden und Osten der Lagerstätte
3. Zur Faziesgrenze parallel verlaufende Störungsscharen im engeren und weiteren Lagerstättenbereich.

Die Störungssysteme, die aus vielen sich in der Horizontalen und Vertikalen verzweigenden Störungen bestehen, wurden durch eine systematische Kartierung erstmals in ihrem räumlichen Verlauf exakt aufgenommen. Vier verschiedene ältere Deformationspläne kennzeichnen den tektonischen Werdegang des Lagerstättenbereiches:

1. Anlage einer Muldenstruktur mit NE-SW gerichteten Querklüften
2. Anlage von Querstörungen durch Verschieben an den Querklüften
3. Anlage eines Kesselbruches
4. Anlage eines Grabenbruches.

Gebirgsschläge: Das Zusammenwirken von verschiedenen natürlichen und künstlichen Gesteinsspannungen auf das Nebengestein bedingt einen Spannungsaufbau, der sich durch den bergmännischen Eingriff an den mechanischen Inhomogenitäten (Störungen) entladen kann. Die natürliche Gebirgsspannung, die durch eine noch nicht zur Ruhe gekommene Tektonik des Gebirges verursacht wird, ist am Spannungsaufbau in hohem Maße beteiligt.

Die Gebirgsschläge wurden auf ihre räumliche und zeitliche Verteilung untersucht. Nur an den NS-Störungssystemen Aloisi und Struggl innerhalb des Grabenbruches finden heute Spannungsentladungen statt. Bei der jährlichen, monatlichen und tageszeitlichen Verteilung der Gebirgsschläge konnten unregelmäßige Häufungen festgestellt werden.

Erzführung: Die wirtschaftlich wichtigsten Erzminerale sind Zinkblende und Bleiglanz. Das Verhältnis von Zink zu Blei beträgt 6 : 1 bis 15 : 1. Folgende Vererzungstypen konnten unterschieden werden:

1. Diffus verteilte Zinkblendekörner im karbonatischen Nebengestein.
2. Schichtige Zinkblende an der Basis der Stockerze und im Nebengestein im Bereich der Gangvererzungen.
3. Stockförmige Erzkörper, die schichtkonkordant mit ihren Längsachsen nach SW eintauchen und in verschiedenen stratigraphischen Positionen und in den Raibler Schichten liegen.
4. Gangförmige Erzkörper entlang der großen Störungen.

Nur die untersten 100 m der Raibler Schichten zeigen eine Erzführung. Die Verteilung des Erzes innerhalb des Riffkomplexes und entlang der großen Störungen ist weitgehend stratigraphisch kontrolliert. Wie Detailuntersuchungen bewiesen haben, wurden prätektonisch angelegte Erzkörper durch eine spätere Bruchtektonik zerbrochen und auseinander gerissen. Auch die geochemische Verteilung des Zinks und des Magnesiums (als Dolomit) zeigt gewisse stratigraphische Abhängigkeiten.

Selten zu beobachtende Relikte primärer, d.h. synsedimentärer Erztexturen und die rekonstruierbare Paläogeographie des Lagerstättenbereiches legen im Vergleich zu anderen Pb-Zn-Lagerstätten dieses Types den Schluß nahe, daß synsedimentäre

Erzanreicherungen im karbonatischen Nebengestein, deren Metallgehalt einem mittel- bis oberladinischen Vulkanismus entstammt, tektonisch und diagenetisch überprägt worden sind.

- - - - - - -

Literatur

ARTHABER,G.v. 1903: Die alpine Trias des Mediterrangebietes.- in FRECH,F.: Lethea geognostica II.Teil,1, 223 - 472, Stuttgart 1906.

BISCHOFF,J.L., 1969: Red Sea geothermal brine deposit: their mineralogy, chemistry and genesis.- in: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Berlin (Springer).

BITTNER,A., 1894: Zur neueren Literatur der alpinen Trias.- Jb.k.k.geol.Reichsanst.,44, 233 - 379, Wien 1894.

CLOOS,H., 1936: Einführung in die Geologie, ein Lehrbuch der inneren Dynamik.- 503 S. Berlin (Borntraeger).

COLBERTALDO,D.di, 1948: Il giacimento piombo-zincifero di Raibl Friuli (Italia).- Mem. presentata alla 18a Sess. Congr.intern.Geol.Londra, Roma 1948.

-- , 1956: Über den magmatischen Ursprung der Raibler Lagerstätte.- Erzmetall, 9, 223 - 224, Stuttgart.

-- ,1957: Sulla nuova ipotesi dell'origine sedimetaria dei giacimenti alpini tipo Bleiberg.- Rend.Soc.Ital., 13, 205 - 212, Pavia.

-- ,1963: Entstehung der Blei- und Zinklagerstätten in den Ostalpen.- Berg- und Hüttenm.Mh., 108, 354 - 358, Wien.

COLBERTALDO,D.di & SCHNEIDERHÖHN,H.,1958: Die Blei-Zinklagerstätte von Raibl.- N.Jb.Min.,10, 217 - 224, Stuttgart.

DENKHAUS,H.G., 1966: Erfahrungen und Gedanken zum Problem der Gebirgsschläge in Südafrika.- in: Ber.ü.d.7.Ländertr. d.Intern.Büros f. Gebirgsmechanik., Abh.Dt.Akad. Wiss., 16 - 29, Berlin (Akademie).

DESSAU,G., 1968: Gli elementi minori nelle blende e nelle galene della miniera di Salafossa confronti con i giacimenti del Bergamasco e di Raibl.- Atti della Giornata di Studi Geominari, 7.ottobre 1967, Trento, Arte Grafiche Saturnia, 123 - 129, Trento.

EPPENSTEINER,W., 1965: Die schwarzen Brekzien der Bleiberger Fazies.- Mitt. Ges.Geol.Bergstud., 14-15, 205 - 228, Wien.

FERSMANN, 1939: siehe unter RÖSLER & LANGE, 1965

FRITZSCHE,C.H., 1961: Lehrbuch der Bergbaukunde.- 1.Bd., Berlin (Springer).

GERMANN,K., 1966: Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias).- 122 S., Diss.Univ.München.

-- ,1968: Diagenetic patterns in the Wettersteinkalk (Ladinian, Middle Trias), Northern Limestones Alps, Bavaria and Tyrol.- J.Sed.Petr., 38, 490 - 500, Menasha.

GÖBL,W.,1903: Geologisch-bergmännische Karten von Raibl nebst Bildern von den Blei- und Zinklagerstätten in Raibl.- K.K.Ackerbauministerium, Wien.

GORTANI,M. & DESIO,A., 1927: Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Pontebba.- Uff. idr.del.R.mag.alle acqu. sez.geol., 3 - 5, Padova.

GROBELSEK,E., 1962: Uporaba gekemije pri raziskavah v rudnika Mežica.- Nova proizvodnaja, 2-3, 1 - 7, Ljubljana.

HEGEMANN,F., 1960: Über extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen,II.Teil Blei-Zinklagerstätten.- Erzmetall,12, 79 - 84. 122 - 127, Stuttgart.

HÖFER,K.-H., 1960: Gibt es eine Periodizität der Gebirgsschläge ?.- Geol.u.Bauwesen, 25, 166 - 176, Wien.

HOLLER,H., 1951: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen.- Berg-und Hüttenm.Mh., 96, 69 - 75, Wien.

-- , 1953: Der Blei-Zinkbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik.- Carinthia II, 143, Klagenfurt.

JACOBSHAGEN,V., 1961: Zur Gliederung der Mediterranen Trias.- N.Jb.Geol.Pal.Mh., 1961, 477 - 483, Stuttgart.

KAHLER,F., 1955: Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken.- Geol.Rdsch., 43, 169 - 174, Stgt.

KLEBELSBERG,R.v., 1951: Zitat bei WINKLER,A.v.HERMADEN-KAPFENSTEIN.

KLESLINGER,A., 1959: Restspannung und Entspannung im Gestein.- Geol.u.Bauwesen, 24, 95 - 112, Wien.

KOSTELKA,L., 1961: Bemerkenswerte Gebirgsspannungserscheinungen in Bleiberg/Kreuth.- Geol.u.Bauwesen, 27, 82 - 88,Wien

KOSTELKA,L.& SIEGL,W., 1966: Der triadische Geosynklinalvulkanismus und die Blei-Zinkvererzungen in den Drau-Kalkalpen.- in: Atti del Symp.Intern.sui giacimenti Miner.delle Alpi, 1, 127 - 132, Trento.

KRANZ,J.R., 1970: Petrographische und geochemische Untersuchungen von Nebengestein und Vererzung des Blei-Zink-Vorkommens Gstütalpe/Lech in Vorarlberg.- Univ.Dipl.Arb. Freie Universität Berlin.

KRAUS,E., 1955: Über jüngste Bewegungstendenzen der Alpen.- Geol.Rdsch., 43. 108 - 138, Stuttgart.

KRAUS,M., 1913: Das staatliche Blei-Zinkerz-Bergbauterrain bei Raibl in Kärnten.- Berg-u.Hüttenm.Jb., 61, 1-82, Wien.

LEPELTIER,C., 1969: A simplified statistical treatment of Geochemical data by graphical representation.- Econ.Geol.,64, 538 - 550, New Haven.

LEUCHS,K., 1928: Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente.- N.Jb.Min.usw., Beil.Bd. 59, 357 - 430, Stgt.

LINK,H., 1961: Über die Unterschiede statisch, dynamisch und seismisch ermittelter Elastizitätsmoduln von Gestein und Gebirge.- Geol.u.Bauwesen, 27, 131 - 145, Wien.

MAUCHER,A., 1957: Entstehung vonBlei-Zinklagerstätten in Karbonatgesteinen. Diskussionstagung München 1956.- Berg-u.Hüttenm.Mh.,102, 226 - 256, Wien.

MAUCHER,A.& SCHNEIDER,H.-J., 1967: The Alpine Lead-Zinc ores.- Econ.Geol.Monograph.,3. 71 - 89, Lancaster.

MOHR,F., 1963: Gebirgsmechanik.- 392 S., Goslar (Hübener).

MOJSISOVICS,E., 1869: Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen.- Jb.k.k.geol.Reichsanst., 19, 91 - 149, Wien.

MOOS,A.v. & QUERVAIN, 1948: Technische Gesteinskunde.- 221 S. Basel.

MORLOT,v., 1850: Über die geologischen Verhaltnisse von Raibl.- Jb.geol.Reichsanst.,1, 255 - 267, Wien.

MÜLLER,L., 1963: Der Felsbau.- 624 S., Stuttgart (Enke).

PETRASCHECK,W.E., 1960: Die alpin-mediterrane Blei-Zinkprovinz.- Erzmetall,13, 199 - 204, Stuttgart.

PILGER,A. & SCHÖNENBERG,R., 1958: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten).- Z.d.Geol.Ges., 110, 205 - 215, Hannover.

PLÖCHINGER,B. & WIESENEDER,H., 1965: Ein Biotitsandstein im Reiflinger Kalk des Schwarzkogels bei St.Gallen im Ennstal, O.-Ö..- Verh.Geol.Bundesanst., H 1/2, 59 - 67, Wien.

POSEPNY,Fr., 1873: Die sogenannten Röhrenerze von Raibl.- Verh.k.k.geol.Reichsanst., 22, 84 - 87, Wien.

RADCLIFF,A.F., 1936: The Raibl Mine, Cave del Predil,Italy.- Min.Mag.,11, 73 - 83, London.

RENTZSCH,J.,1963: Zur Entstehung der Blei-Zink-Kupferlagerstätten in triassischen Karbonatgesteinen des Nordwestbalkans.- Freiberger Forschungsh.,C 166, 1 - 102, Berlin.

RICHTHOFEN, siehe bei KRAUS,M., 1913.

ROMAGNOLI,P.L., 1966: Contributo alla conoscenza del giacimento di Raibl.- in : Atti del symp.intern.sui giacimenti Miner.delle Alpi, 1, 135 - 147, Trento.

ROSENBERG,G., 1959: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen.- Jb.Geol.Bundesanst., 102, 477 - 479, Wien.

RÖSLER,H.J. & LANGE,H., 1965: Geochemische Tabellen.- 328 S., Leipzig (Dt.Verl.f.Grundstoffindustrie).

SANDER,B., 1950: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper.- 2.Teil: Die Korngefüge.- 409 S., Wien (Springer).

SCHNEIDER,H.-J., 1953: Lagerstättenkundliche Untersuchungen im Oberen Wettersteinkalk der bayrischen Kalkalpen.- 131 S., unveröff.Diss.Univ.München.

-- ,1954: Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen.- Abh.Bayer.Akad.Wiss.,math.-naturw.Kl.,N.F.,66, 1 - 37, München.

-- ,1957: siehe bei MAUCHER,A.,1957.

-- ,1964: Facies differentiation and controlling factors for the deposital Lead-Zinc-concentration in the Ladinian geosyncline of Eastern Alps.- in: Developments in Sedimentology,2, 29 - 45, Amsterdam.

SCHNEIDER,H.-J. & WALDVOGEL,F. 1964: Sedimentäre Eisenerze und Faziesdifferenzierung im Oberen Wettersteinkalk .- Erl.Geol.Karte v.Bayern 1 : 25 000,Platt 8430, München.

SCHULZ,O., 1960: Die Blei-Zink-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg/Kreuth Grube Max.- Carinthia II, 22, Klagenfurt.

-- ,1964: Mechanische Erzanlagerungsgefüge in den Pb-Zn-Lagerstätten Mežica = Mieß (Jugoslawien) und Cave del Predil = Raibl (Italien).- Berg-u.Hüttenm. Mh., 109, 285 - 389, Wien.

-- ,Lead-Zinc deposits in the calcareous Alps as an example of submarin-hydrothermal formation of mineral deposits.- in: Developments in Sedimentology,2, 47 - 52, Amsterdam.

-- ,1966: Die diskordanten Erzgänge von "Typus Bleiberg", syndiagenetische Bildungen.- in Atti del symp.intern. sui giacimenti miner.delle alpi,1, 149 - 162, Trento.

SPANG,J. & KAHLER,F., 1963: Gebirgsdruckbegriffe.- Geol.u. Bauwesen,29, 245 - 249, Wien.

STRUCL,I.,1965: Some ideas on the genesis of Karawanke Lead-Zinc ore deposits with special regard to the Mežica ore deposit.- Rudarske-Metalurski Zbornik,2, 155 - 164.

STUR siehe bei KRAUS,M.,1913.

TAUPITZ,K.Chr., 1954: Über Sedimentation, Diagenese, Meta=morphose, Magmatismus und die Entstehung der Erz=lagerstätten.- Chemie der Erde,17, 104 - 164,Jena.

TAYLOR siehe bei RÖSLER,H.J. & LANGE,H.,1965.

TORNQUIST,A., 1931: Die Vererzung der Zink-Bleierz-Lagerstätte von Raibl (Cave del Predil).- Jb.Geol.Bundesanst., 81, 143 - 175, Wien.

TSCHERNIG,E., 1950: Über Gebirgsschläge in den alpinen Blei-Zinklagerstätten unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in Kreuth bei Bleiberg.- Privatdruck Klagenfurt.

VENERANDI,J., 1966: Sulla presenza di jordanite nel giaci=mento di Raibl.- in:Atti del Symp.intern.sui giaci=menti miner.delle Alpi,1, 243 - 245, Trento.

VIDAL,H.,1953: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes.- Geol.Bavarica,17, 56 - 88, München.

WAAGEN & DIENER, 1895: siehe bei KRAUS,M., 1913.

WEBER,J.N., 1964: Trace elements composition of dolostones and dolomits and its bearing on the dolomite pro=blem.- Geochim.Cosmochim.Acta, 28, 1817 - 1868, New York.

WIESSNER,H., 1951: Geschichte des Kärntner Bergbaus.- Klagenfurt.

WINKLER-HERMADEN,A., 1936: Neue Forschungsergebnisse über Schichtenfolge und Bau der östlichen Südalpen I.u.II..- Geol.Rdsch.,27, 156 - 195, 225 - 259, Stuttgart.

WINKLER,A.v. HERMADEN-KAPFENSTEIN, 1955: Über jüngste Bewe=gungen am östlichen Alpensaum.- Geol.Rdsch., 43, 175, Stuttgart.

WOLF,K. & CHILINGAR,G.V. & BEALES,F.W., 1967: Elemental compo=sition of carbonate skeletons, minerals and sediments.- in: Developments in Sedimentology, 9B, 24 - 149, Amsterdam.

ZANKL,H., 1969: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalkriffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen.- Abh.senckenb.naturf.Ges., 519, Frankf./M.

Lebenslauf

Am 20.Juni 1941 wurde ich, Matthias Zeller, als Sohn des Dipl.-Ing. Werner Zeller und dessen Ehefrau Erna, geb. Kunstmann, in Berlin geboren.

Die Grundschule besuchte ich von 1947 bis 1953 in Berlin, trat 1953 in das Kant-Gymnasium Berlin-Spandauein und legte dort die Reifeprüfung 1961 ab.

Im April 1961 begann ich das Studium der Geologie an der Freien Universität Berlin. Nach der Diplom-Vorprüfung im Februar 1964 fertigte ich unter der Leitung von Herrn Prof.Dr.Max Richter eine Kartierung in Luxemburg als Diplomarbeit an. Im Dezember 1966 bestand ich die Diplom-Hauptprüfung in Geologie.

Seit 1967 arbeite ich an meiner Dissertation. Mit kurzen Unterbrechungen bin ich seit dieser Zeit wissenschaft= licher Hilfsassistent am Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin.

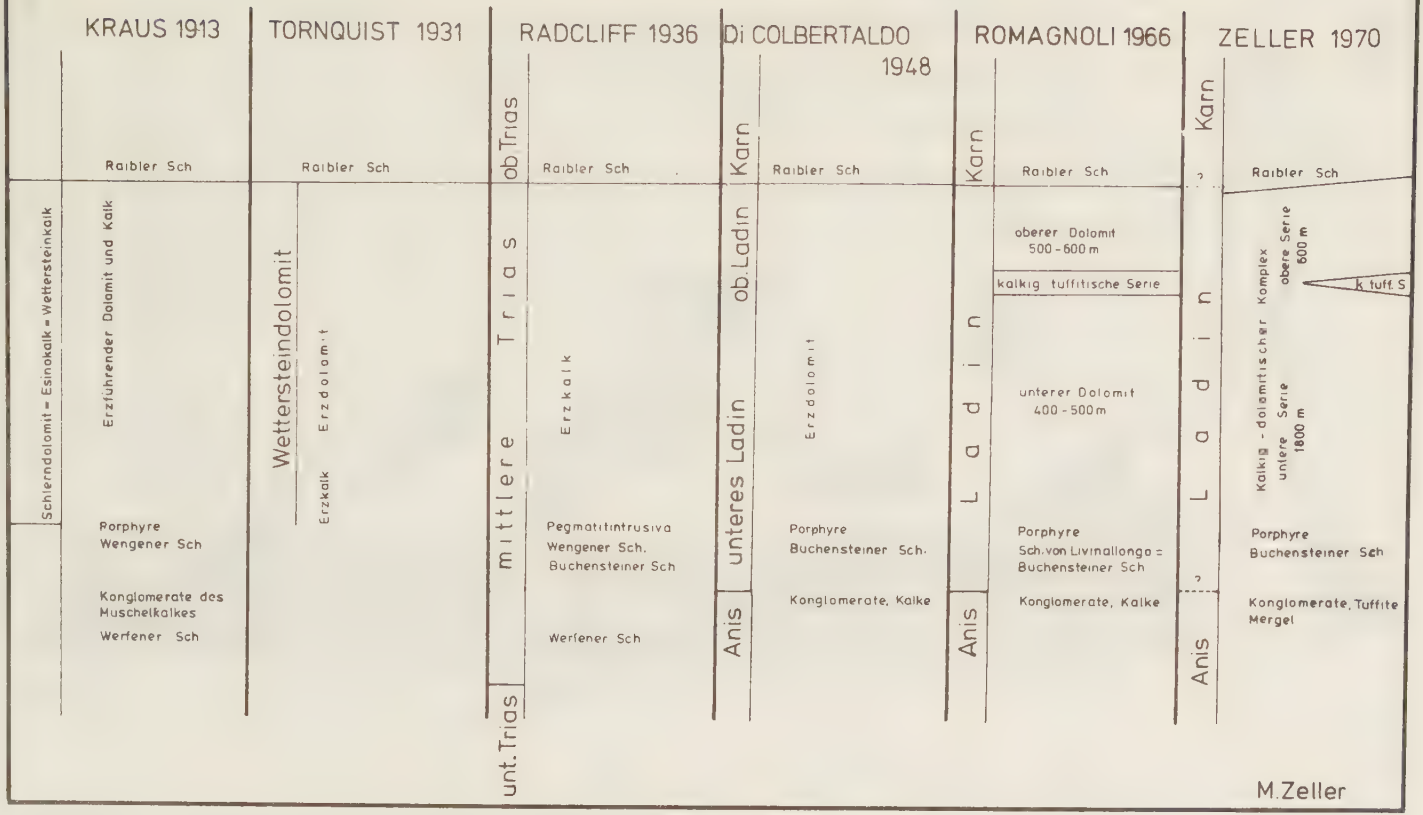
Seit dem 30.10.1968 bin ich verheiratet.

Meine akademischen Lehrer waren:

G.BISCHOFF, P.GIESE, G. HAHN, J.HÖVERMANN, C.F. JAHR, W.G.KÜHNE, H.LASSEN, K.R. MEHNERT, M.RICHTER, H.-J.SCHNEIDER.

Stratigraphische Übersicht

Abb. 1



M. Zeller

Abb. 2

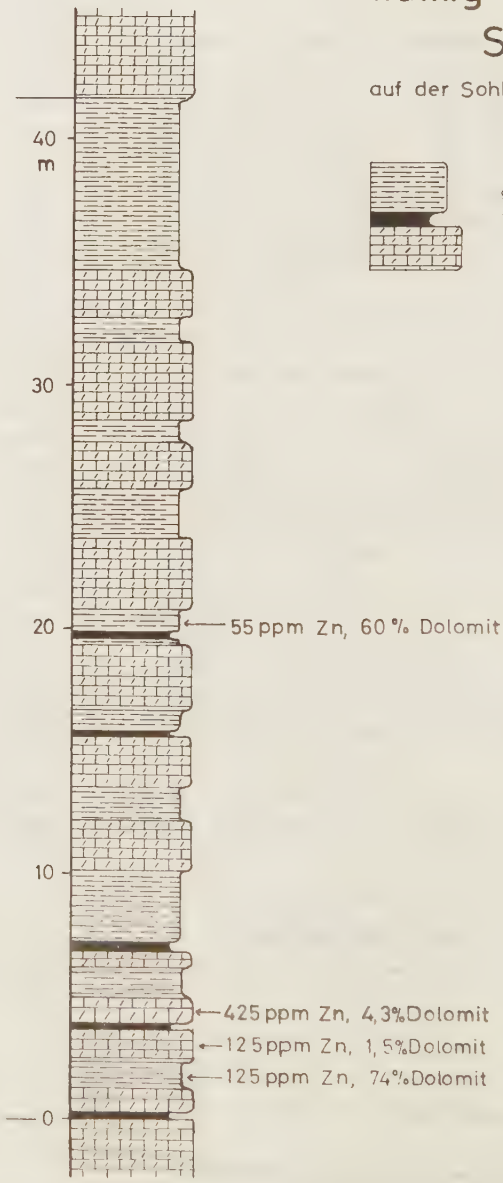
Profil durch die kalkig-tuffitische Serie

auf der Sohle V. Layer

gebankter Kalk und Dolomit

Tuffit

massiger Kalk



M. Zeller

Abb. 3

Schematisches Profil durch die Lagerstätte Raibl

SW ← rekonstruiert als Projektion aller Erzstocke auf eine Ebene → NE

(ohne Berücksichtigung der Gangvererzung)

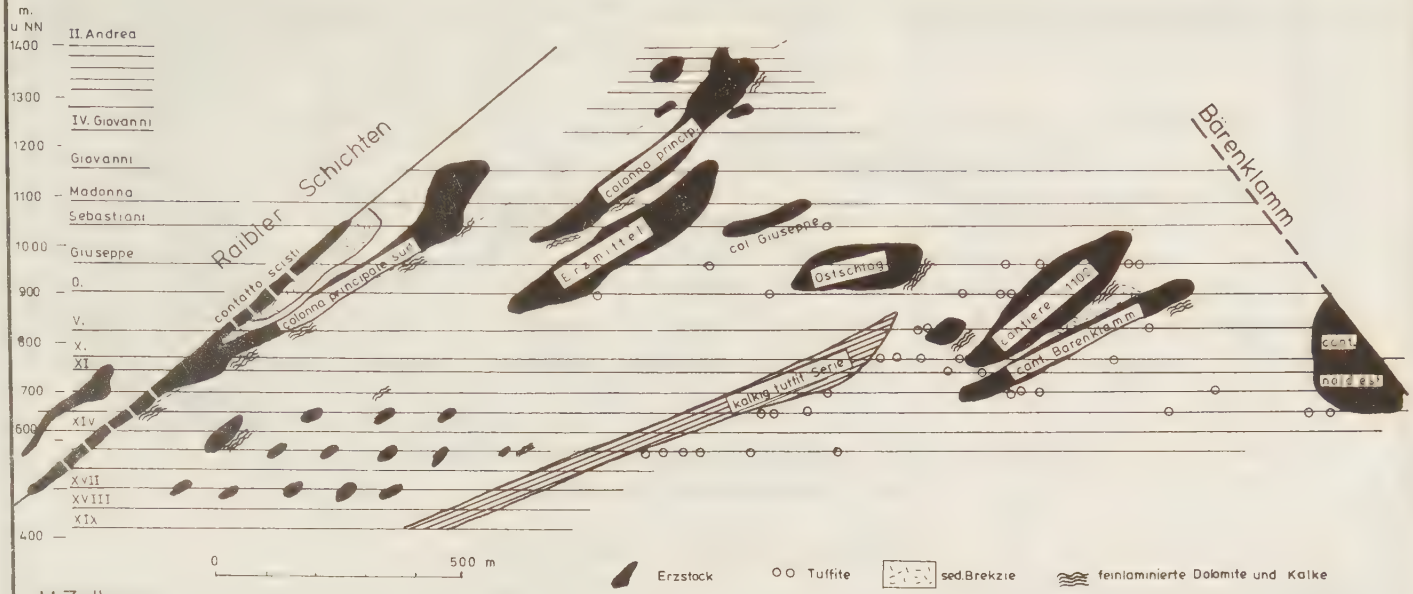
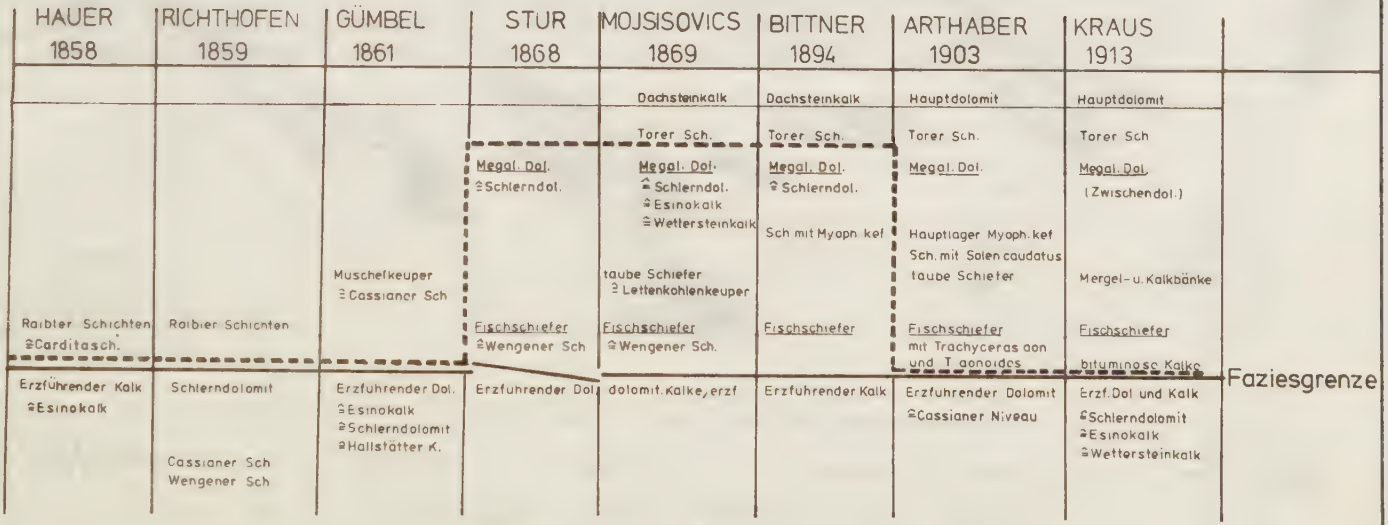


Abb. 4

Grenze Ladin/Karn

für den Lagerstättenbereich Raibl

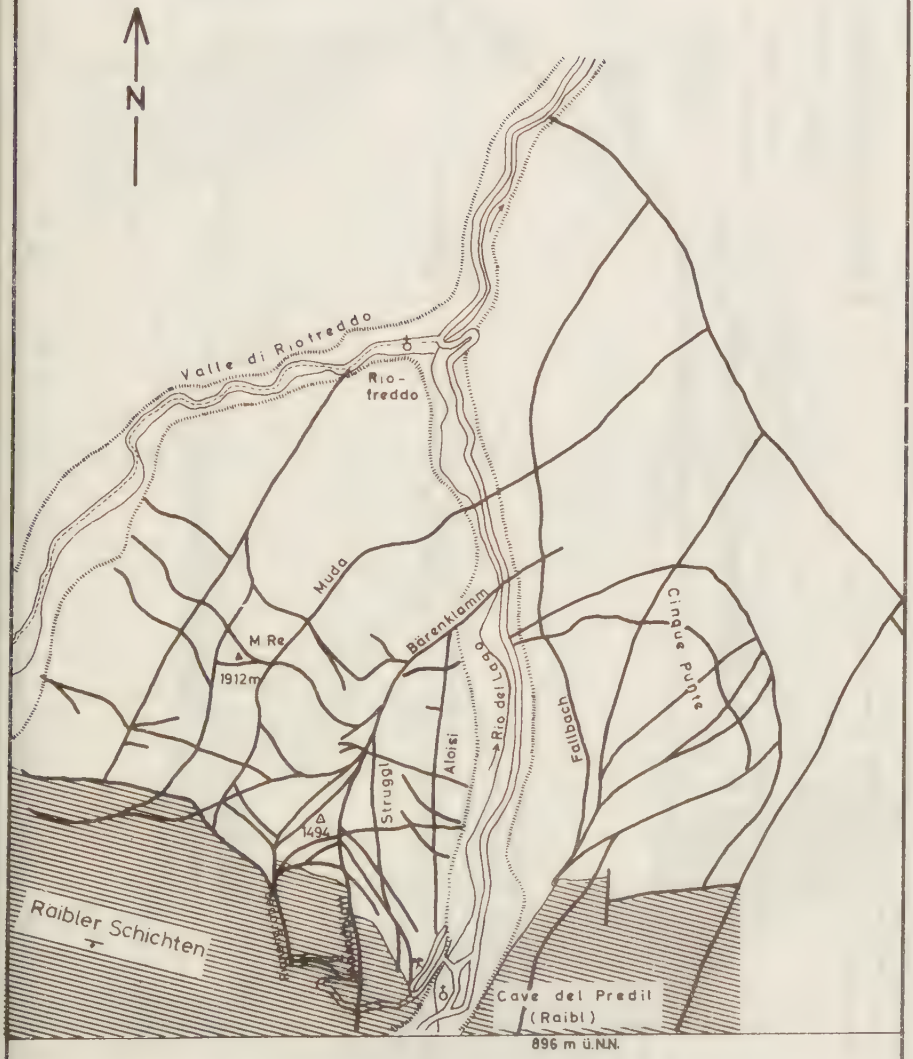
zusammengestellt nach ARTHABER (1903) und KRAUS (1913)

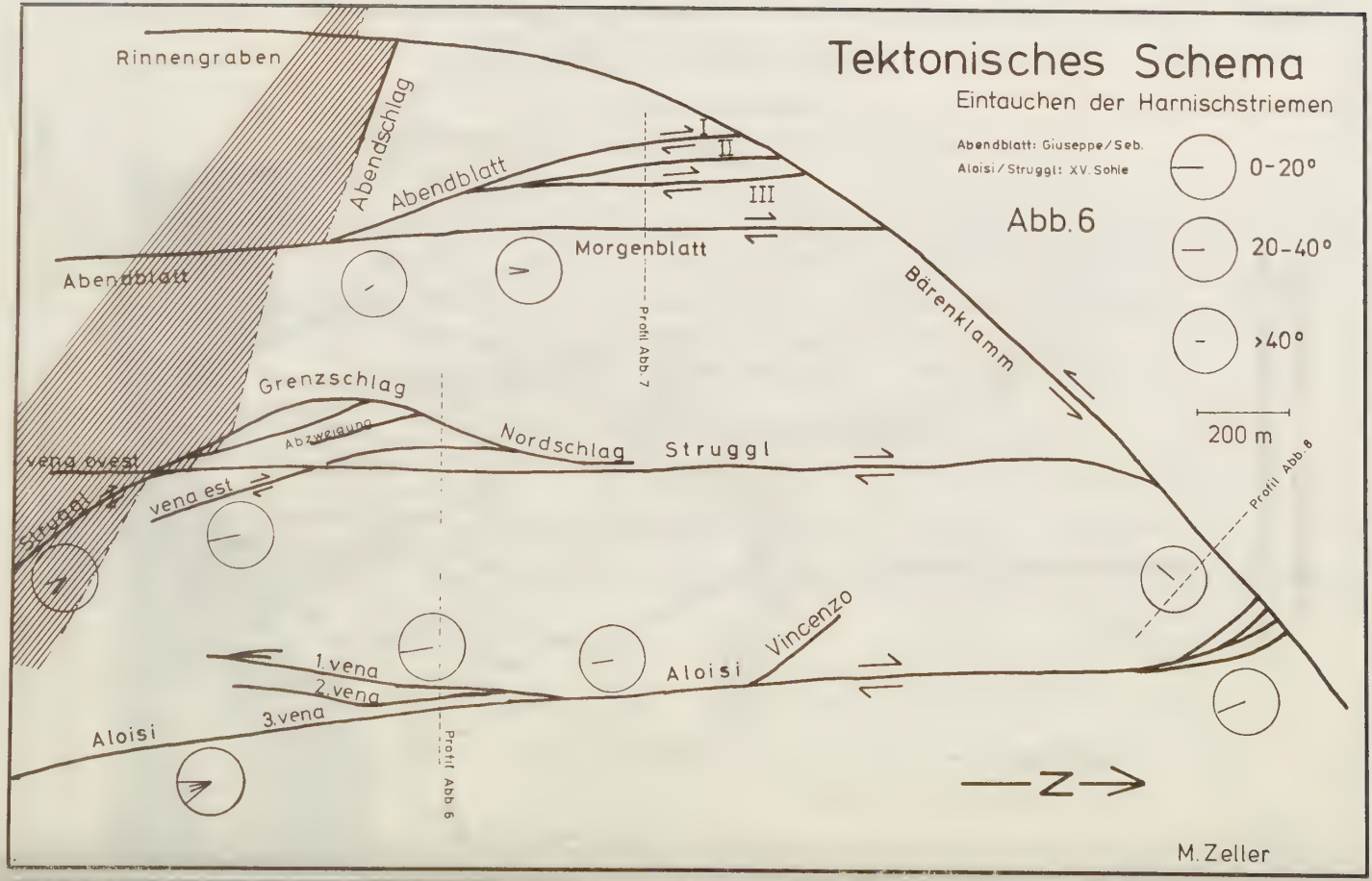


M. Zeller

Abb. 5

Tektonische Übersicht des Lagerstättenbereiches




Tektonisches Schema
Eintauchen der Harnischstriemen
Abendblatt: Giuseppe/Seb.
Aloisi/Struggl: XV. Sohle
Abb. 6
0-20°
20-40°
>40°
200 m
Rinnengraben
Abendschlag
Abendblatt
Abendblatt
Morgenblatt
Profil Abb. 7
Bärenklamm
Grenzschlag
Abzweigung
Nordschlag
Struggl
vena ovest
vena est
Struggl
Profil Abb. 8
1. vena
2. vena
3. vena
Aloisi
Aloisi
Vincenzo
Profil Abb. 6
I
II
III
N
Z
M. Zeller

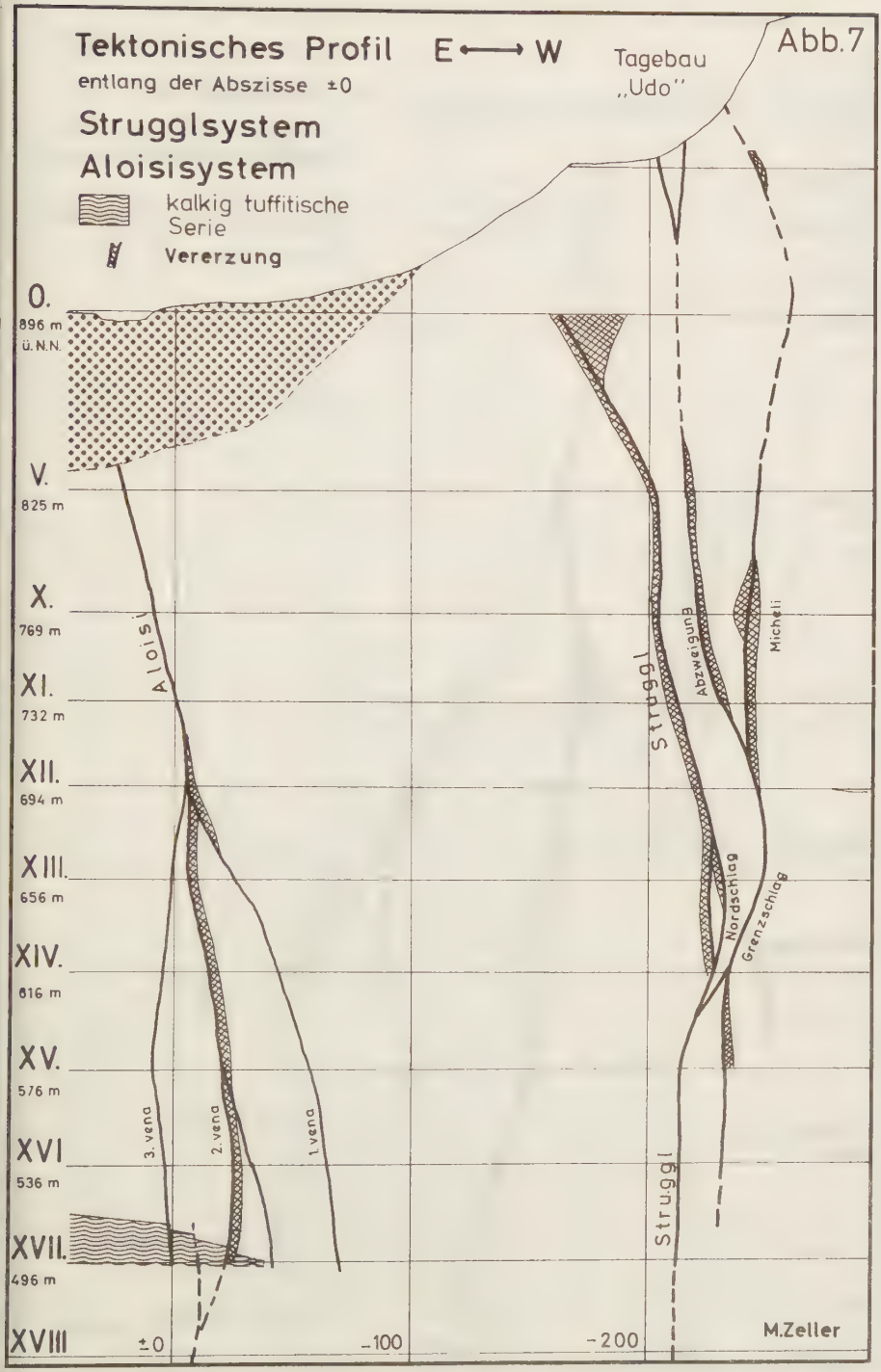
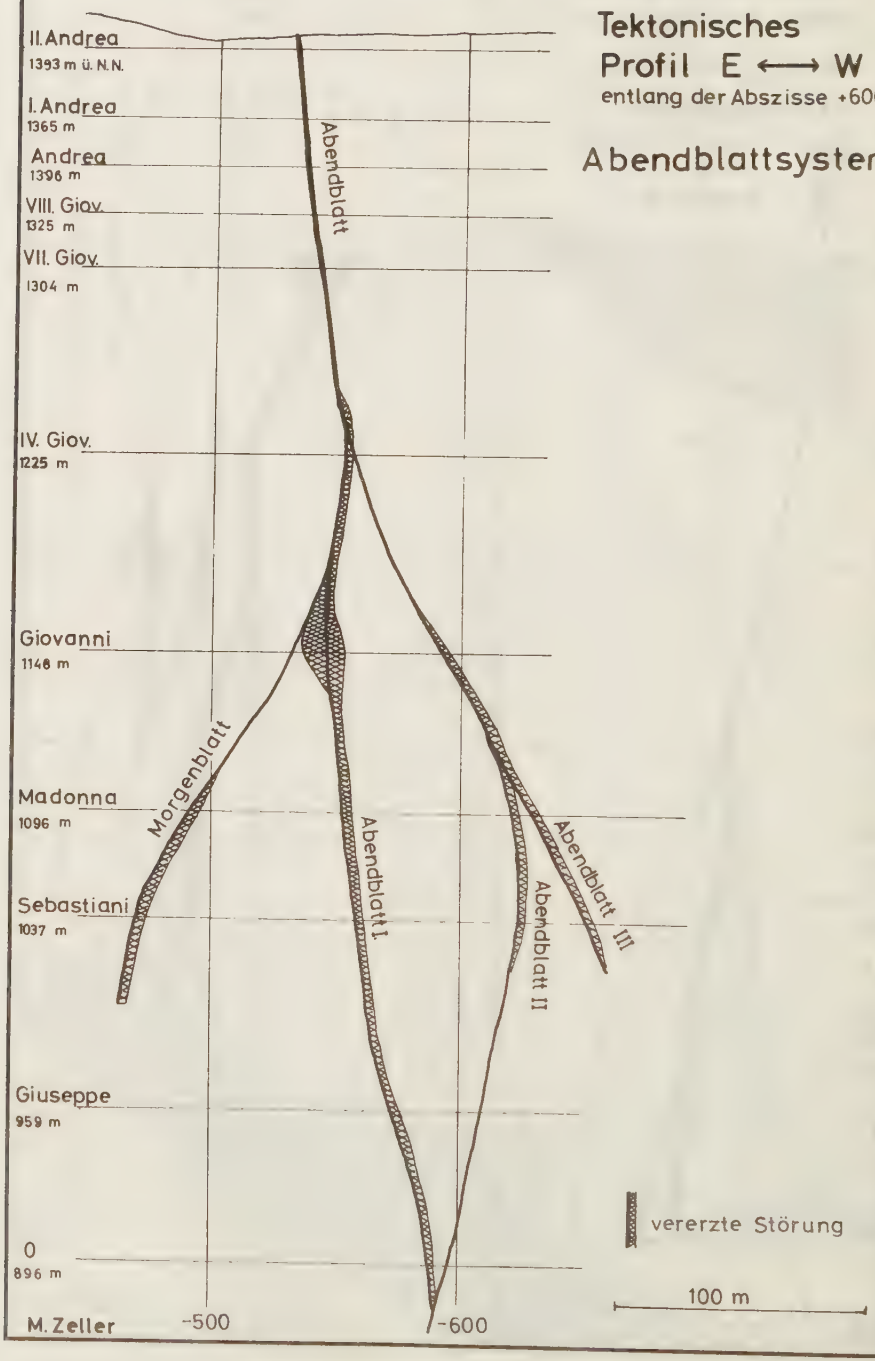

Tektonisches Profil E ⟷ W
Abb.7
entlang der Abszisse ±0
Tagebau „Udo"
Strugglsystem
Aloisisystem
kalkig tuffitische Serie
Vererzung
0.
896 m ü.N.N.
V.
825 m
X.
769 m
XI.
732 m
XII.
694 m
XIII.
656 m
XIV.
616 m
XV.
576 m
XVI
536 m
XVII.
496 m
XVIII
±0
-100
-200
Aloisi
3. vena
2. vena
1. vena
Struggl
Abzweigung
Micheli
Nordschlag
Grenzschlag
Struggl
M.Zeller

Abb. 8

Tektonisches Profil E ⟷ W

entlang der Abszisse +600

Abendblattsystem



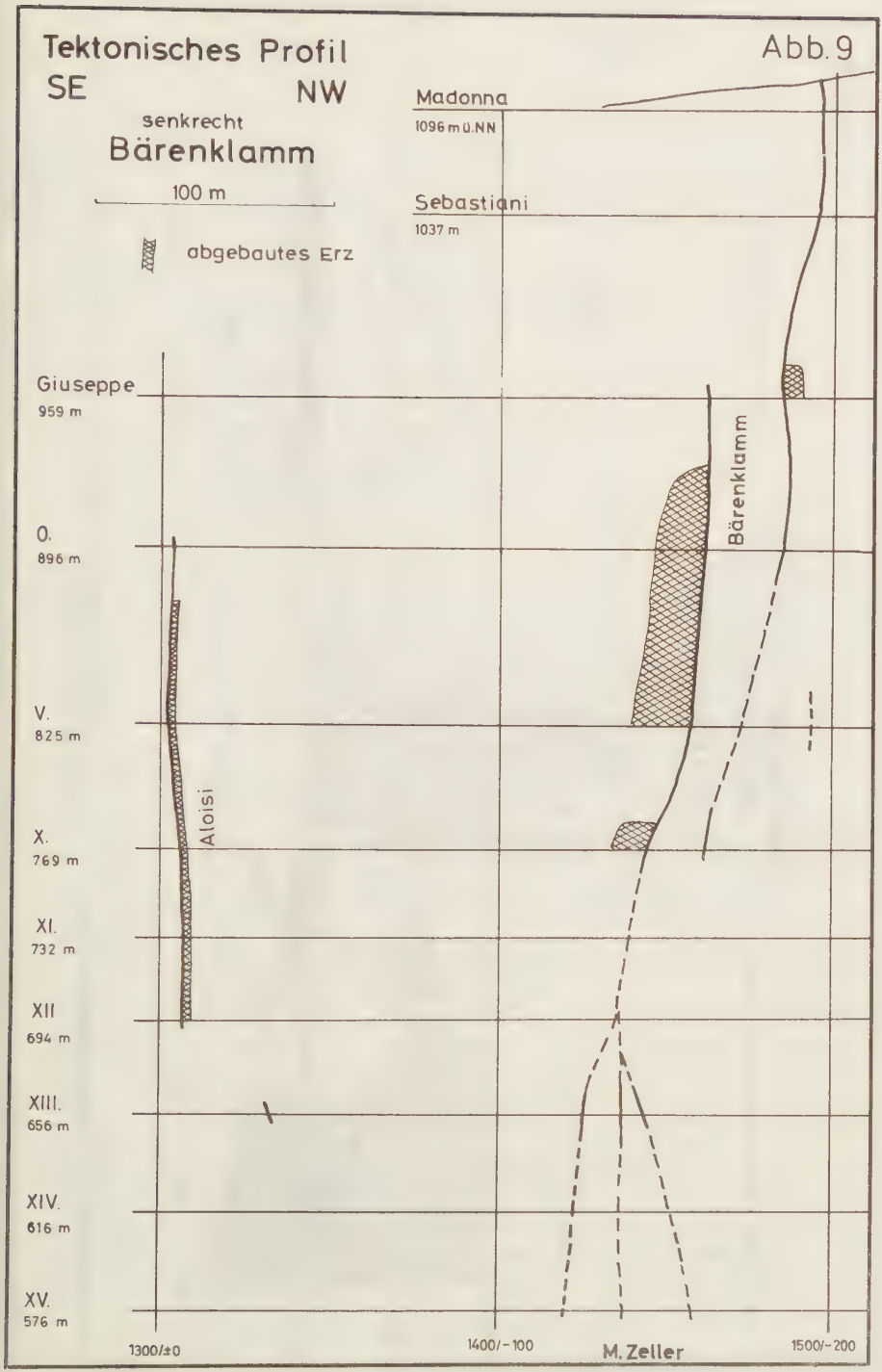
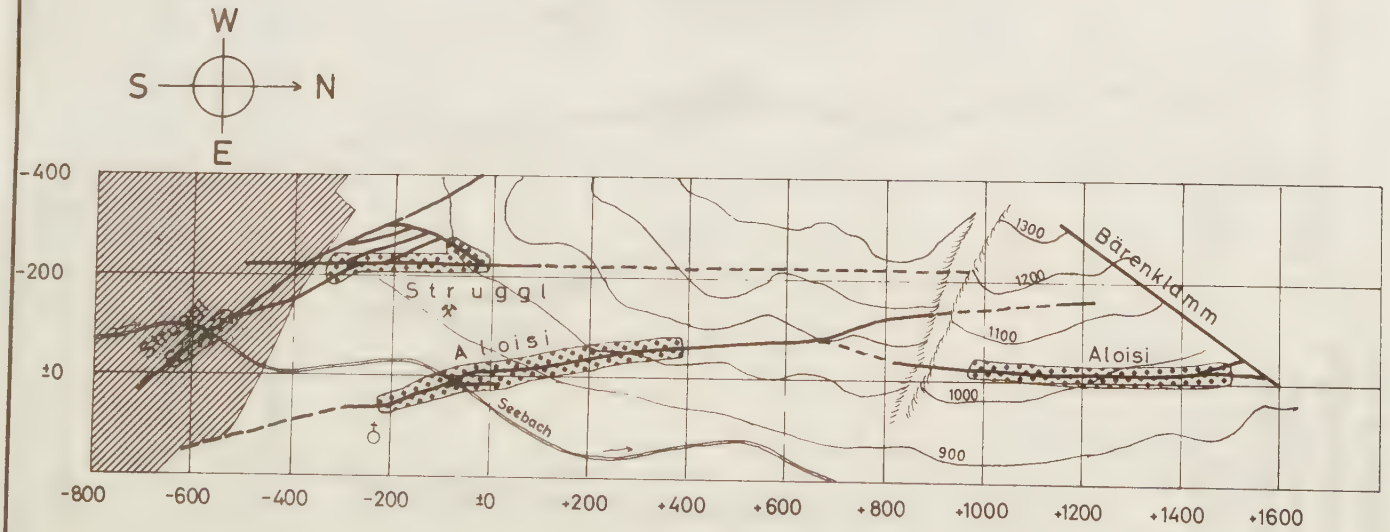

Tektonisches Profil
Abb. 9
SE
NW
senkrecht
Bärenklamm
100 m
abgebautes Erz
Madonna
1096 m ü. NN
Sebastiani
1037 m
Giuseppe
959 m
O.
896 m
V.
825 m
X.
769 m
XI.
732 m
XII
694 m
XIII.
656 m
XIV.
616 m
XV.
576 m
Aloisi
Bärenklamm
1300/±0
1400/-100
1500/-200
M. Zeller

Abb.10

Tektonisches Schema
und Verteilung der
Gebirgsschläge



Gebirgsschlagzone

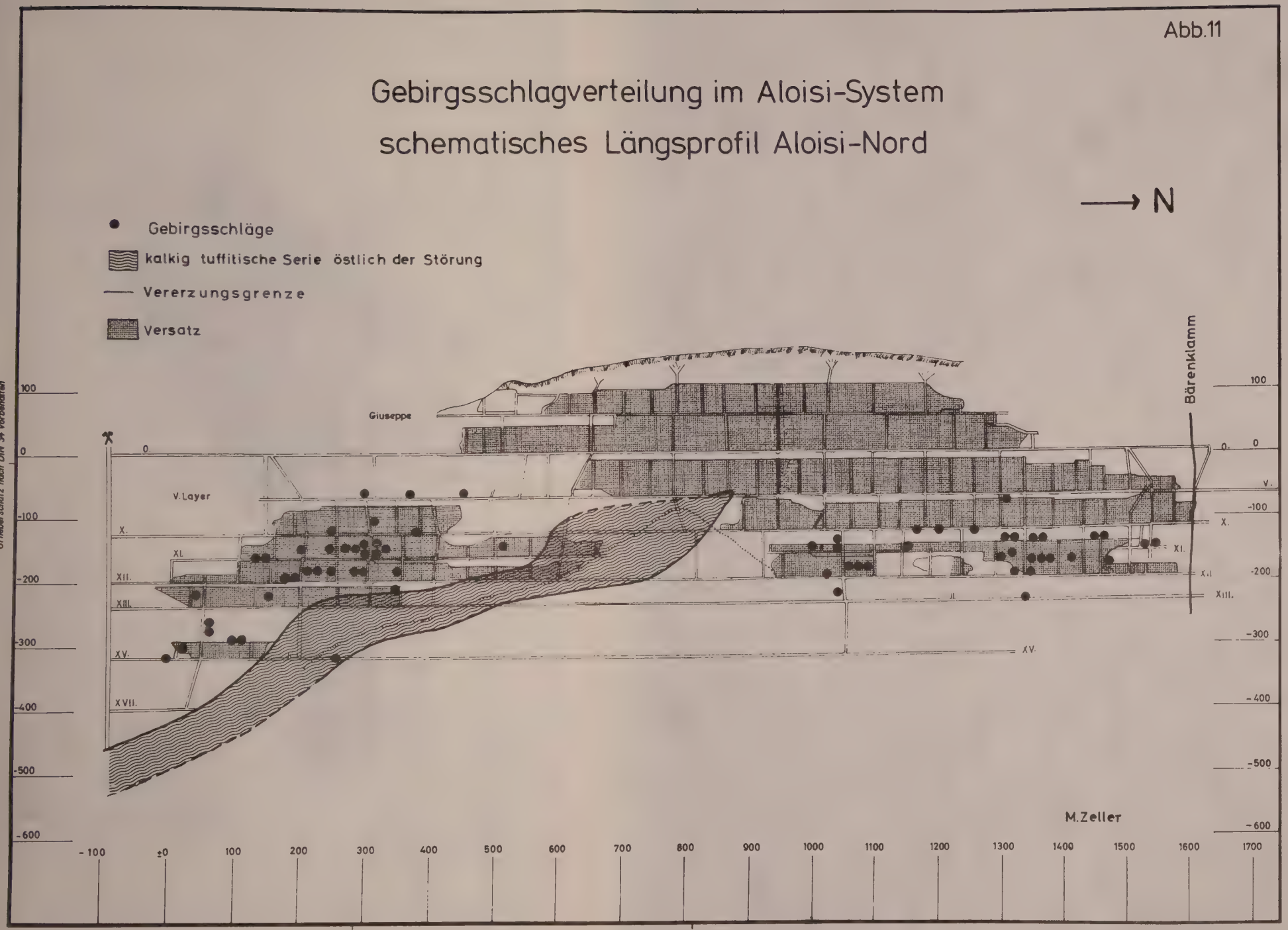
Raibler Schichten

200 m

M. Zeller

Abb.11

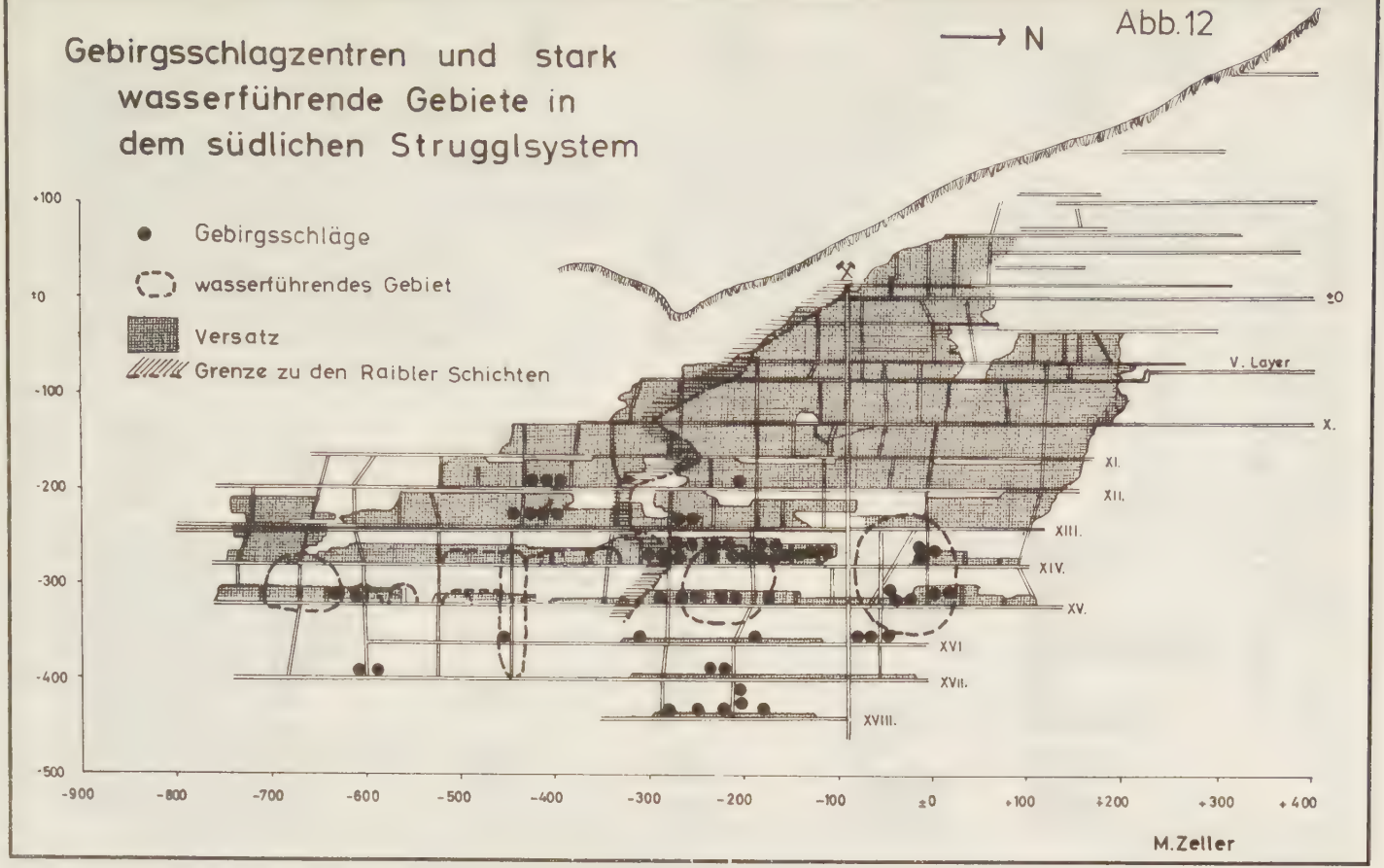
Gebirgsschlagverteilung im Aloisi-System
schematisches Längsprofil Aloisi-Nord



Urheberschutz nach DIN 34 vorbehalten

Abb.12

Gebirgsschlagzentren und stark wasserführende Gebiete in dem südlichen Strugglsystem



M.Zeller

Abb.13

Zahl der Gebirgsschläge in den Jahren 1953 - 1964

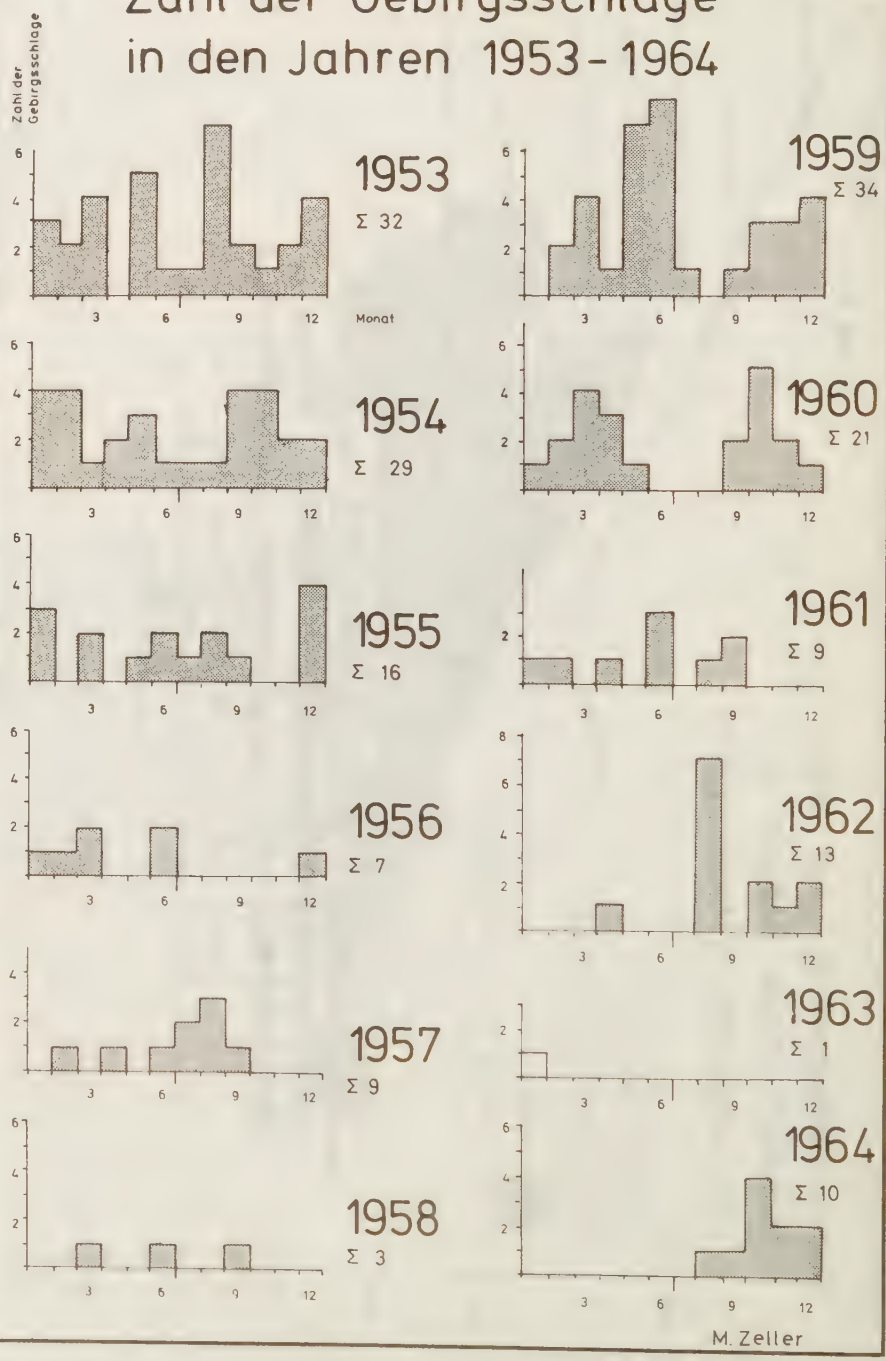
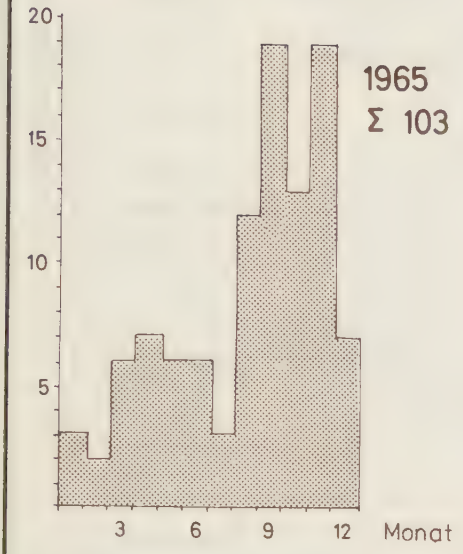
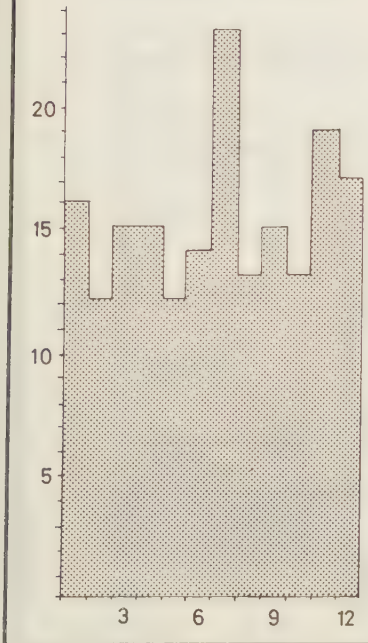


Abb.14

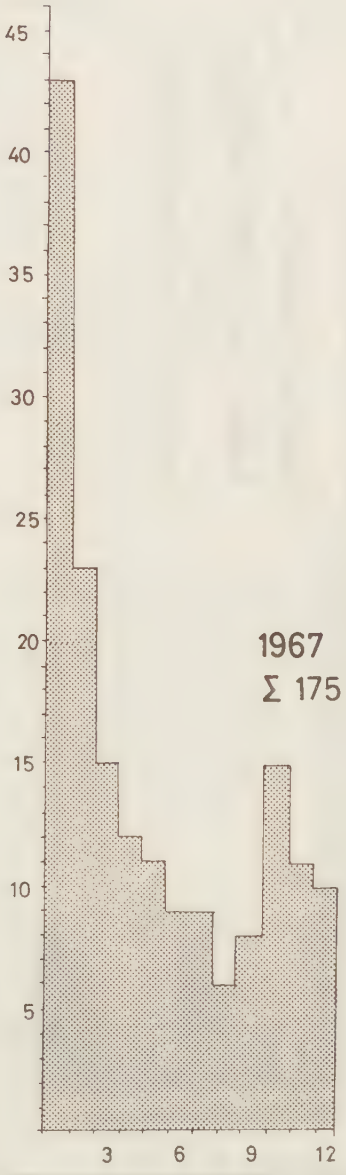
Zahl der Gebirgsschläge in den Jahren 1965-1967



1965
Σ 103



1966
Σ 184



1967
Σ 175

M. Zeller

Abb.15

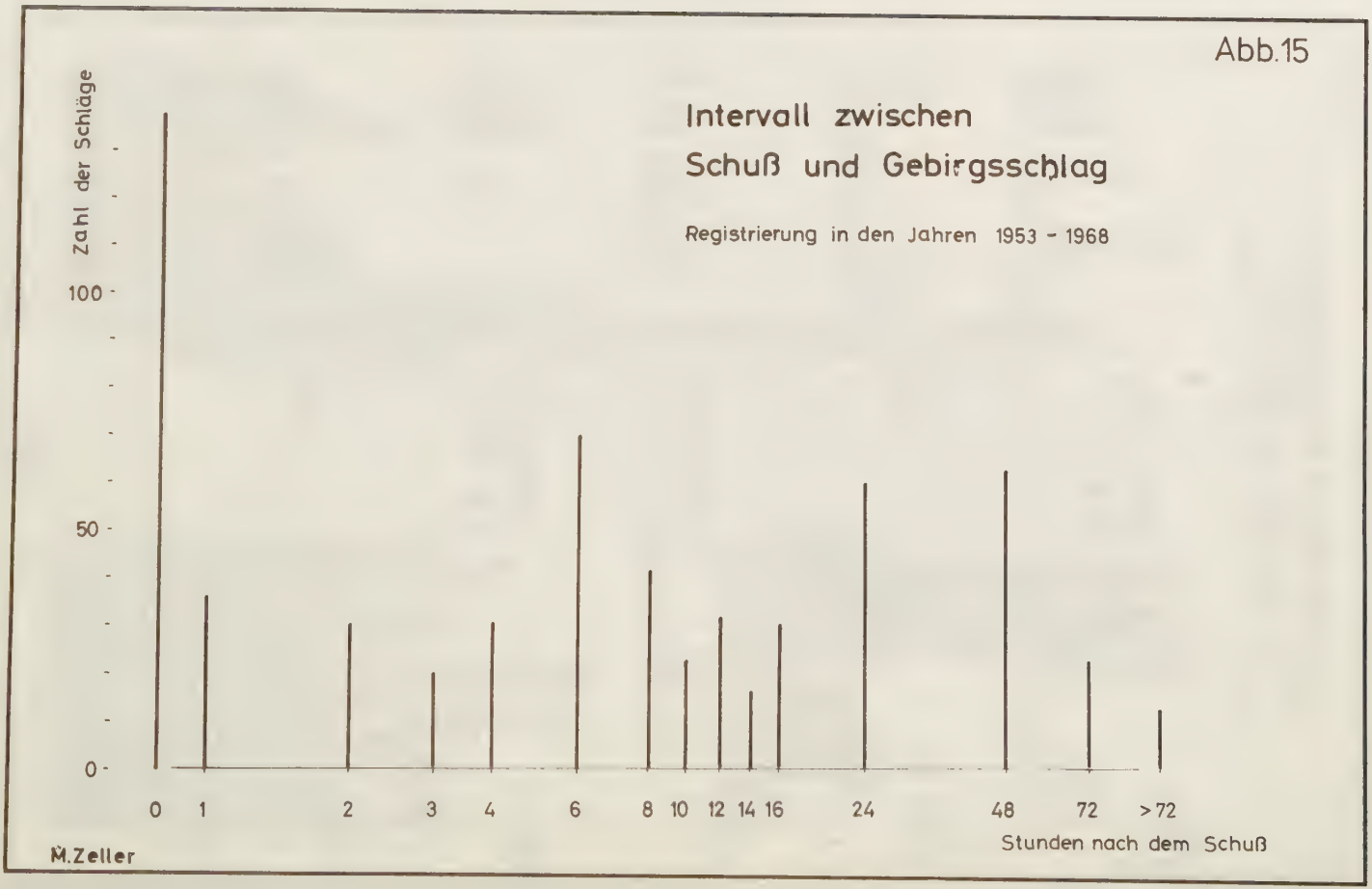

Intervall zwischen
Schuß und Gebirgsschlag
Registrierung in den Jahren 1953 - 1968
Zahl der Schläge
100
50
0
0
1
2
3
4
6
8
10
12
14
16
24
48
72
>72
Stunden nach dem Schuß
M.Zeller

Abb.16

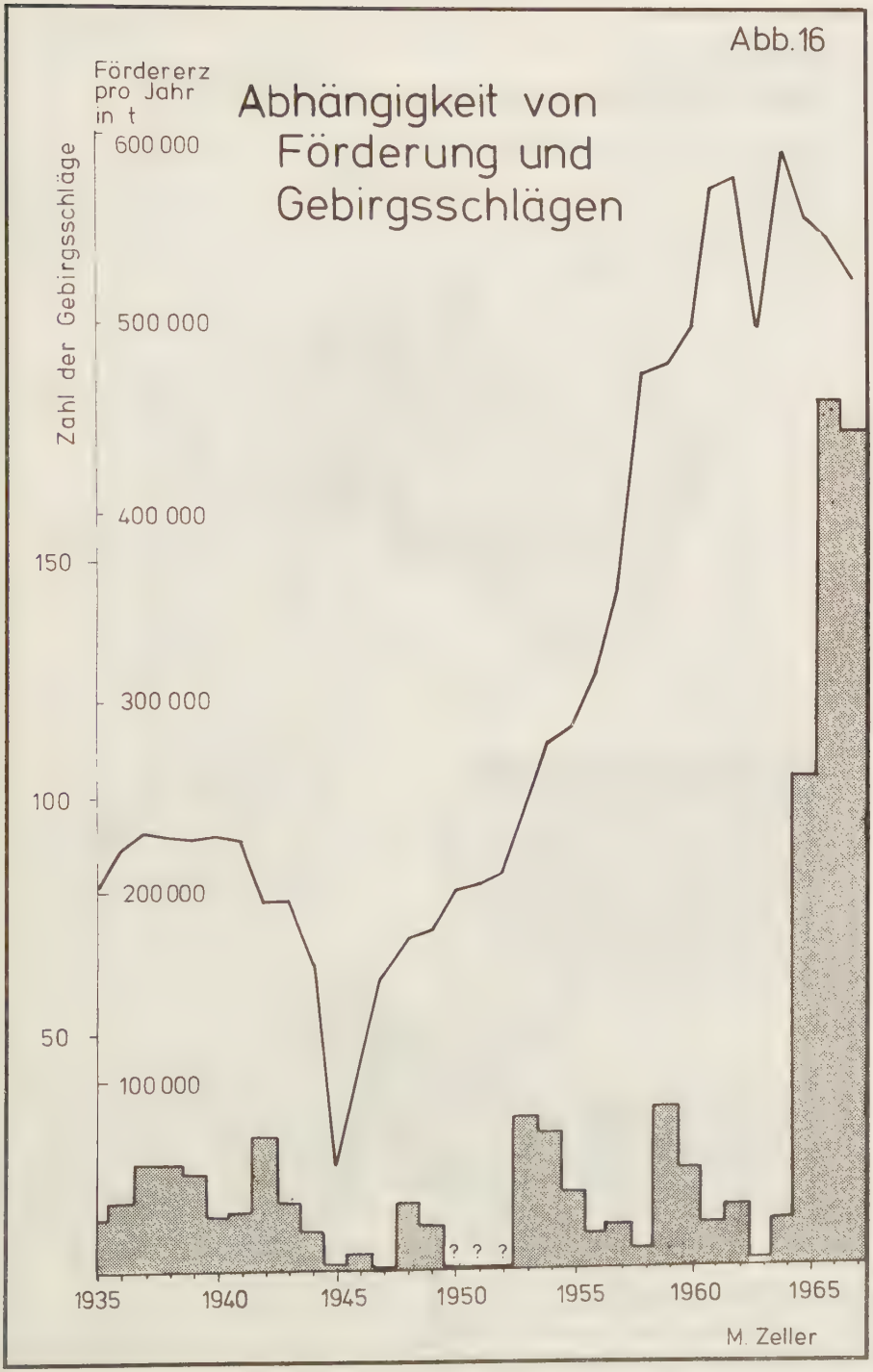

Abhängigkeit von Förderung und Gebirgsschlägen
Fördererz pro Jahr in t
600 000
500 000
400 000
300 000
200 000
100 000
Zahl der Gebirgsschläge
150
100
50
? ? ?
1935
1940
1945
1950
1955
1960
1965
M. Zeller

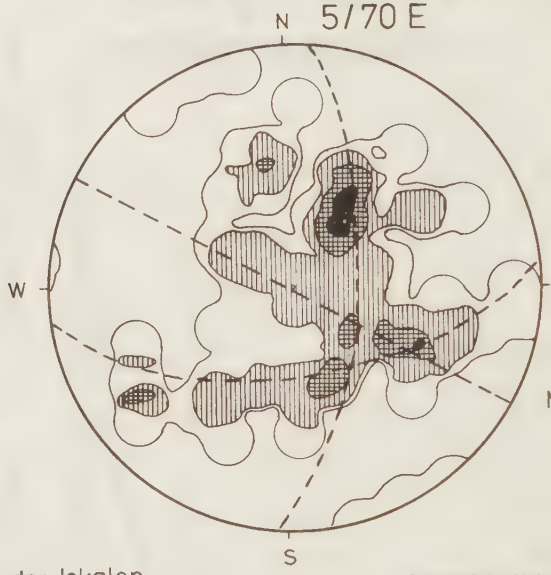
Abb. 17

Richtung der lokalen

Harnischstriemung

bezogen auf die NS-Richtung

Teilbereich: Aloisi sud XIII.–XVII. Sohle
Zahl der Messungen: 85
Besetzungsdichte >1%
>2%
>4%
≥6%

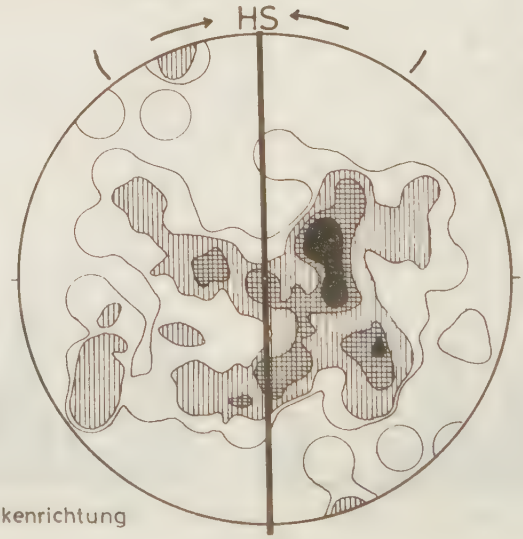


Richtung der lokalen

Harnischstriemung

bezogen auf die Streckenrichtung

Teilbereich: Aloisi sud XIII.–XVII. Sohle
Zahl der Messungen: 85
Besetzungsdichte >1%
>2%
>4%
≥6%



HS = Hauptstreckenrichtung
ca. N S

M. Zeller

Abb. 18

Erztexturen

schichtige ZnS

Schalenblende

Zinkblendekristalle

Bleiglanz

Dolomitspat

Schwerspat

feinlaminierte Gangite

Riffgestein/Tonschichter

Fig 1

Feinlaminierter Dolomit in sed. Brekzie

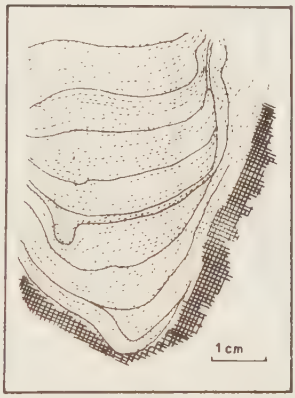


Fig. 2

schichtige Zinkblende

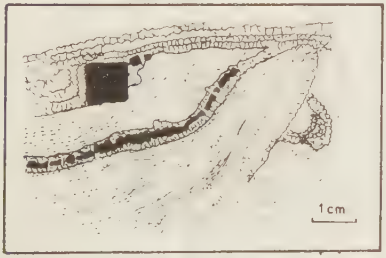


Fig. 3 schichtige Zinkblende mit Bleiglanz

Fig. 4 schichtiges und „metasomatisches" Erzgefüge

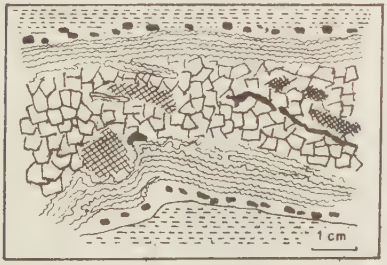


Fig. 5 „Gogerz"

Fig. 6 Brekzienerz in einem Erzstock

M. Zeller

Abb. 19

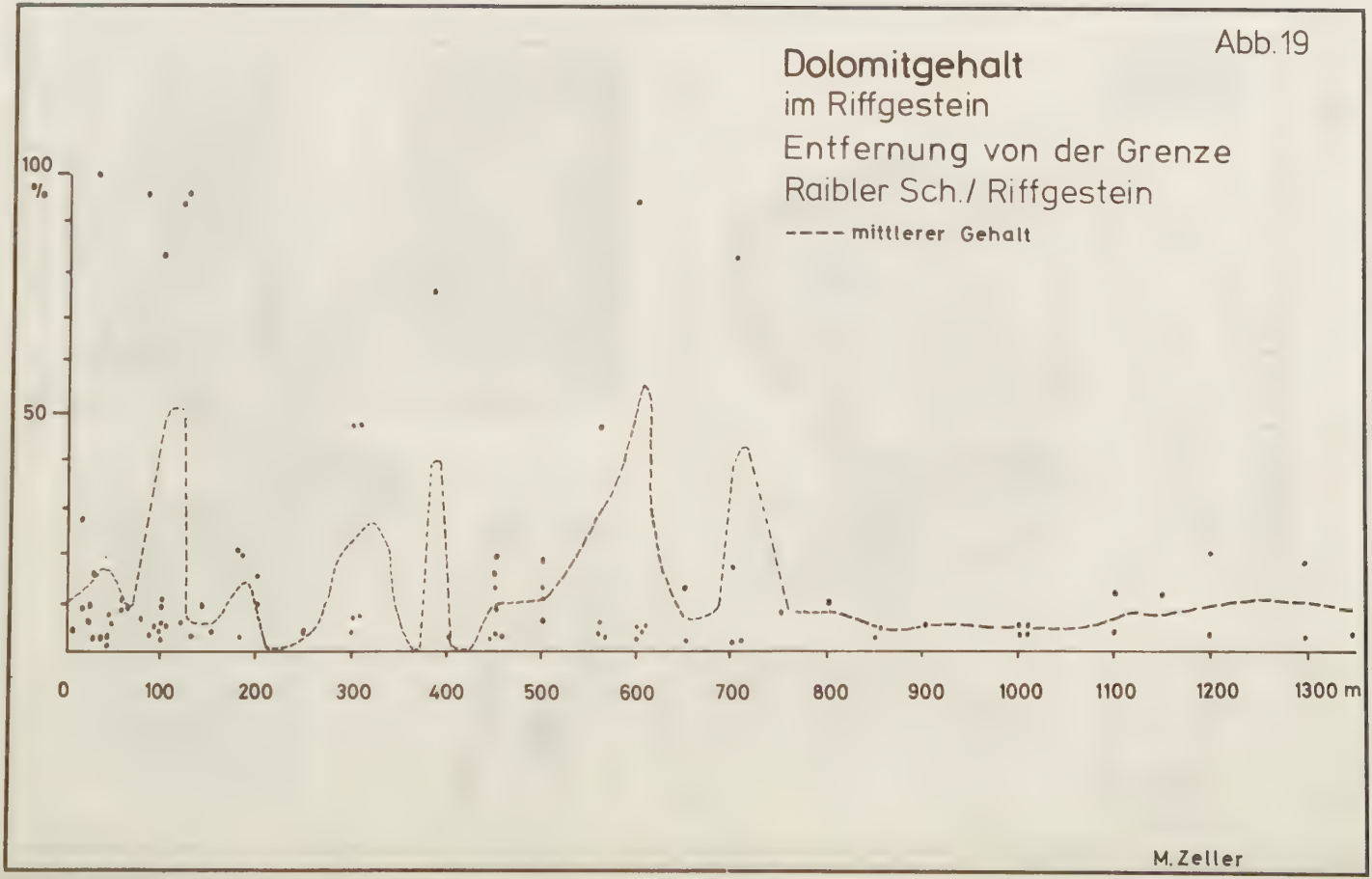

Dolomitgehalt
im Riffgestein
Entfernung von der Grenze
Raibler Sch./ Riffgestein
---- mittlerer Gehalt
100
%
50
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1100
1200
1300 m
M. Zeller

Abb. 20

Zinkgehalt im Nebengestein und Entfernung vom jeweils nächsten Erzkörper

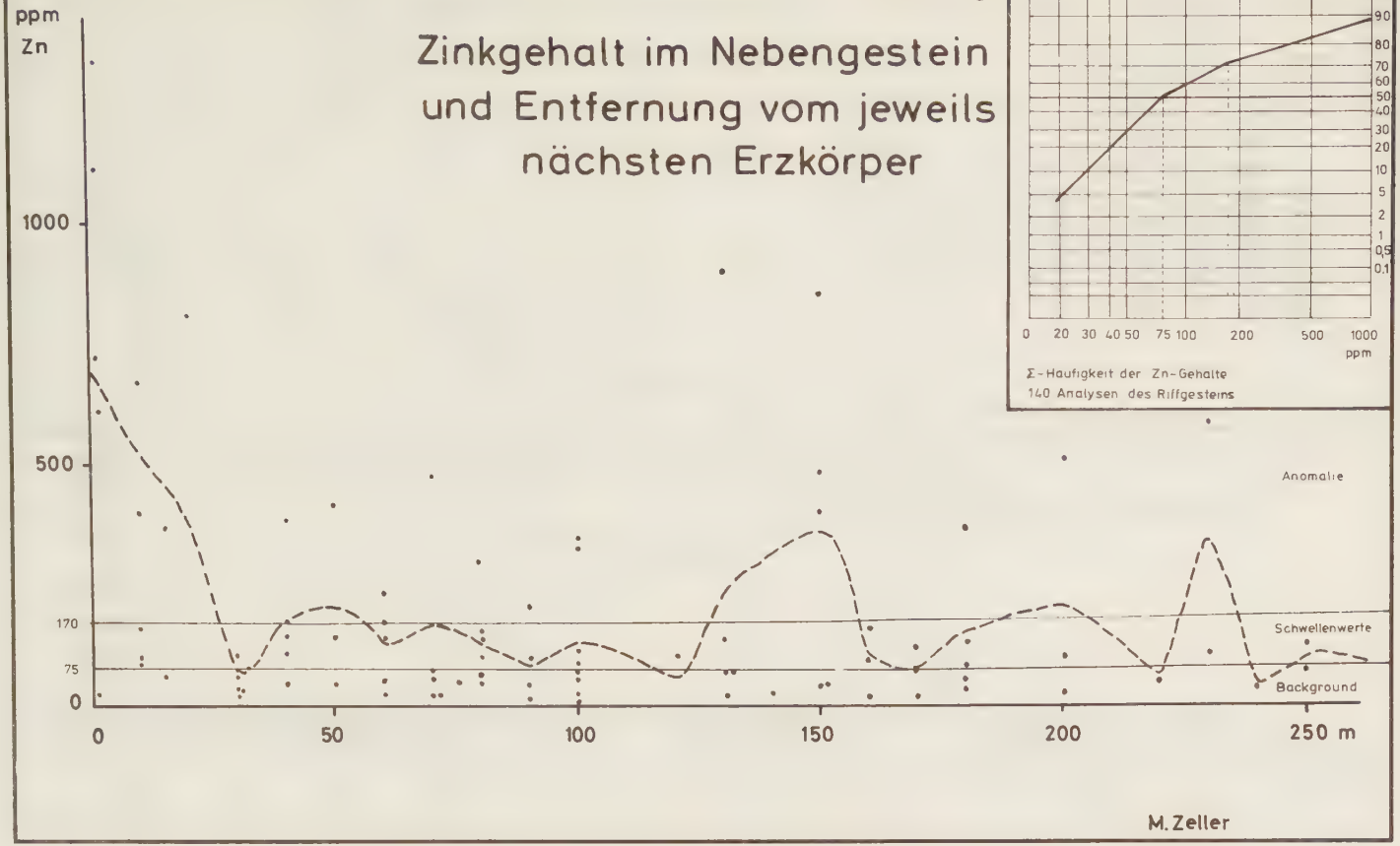


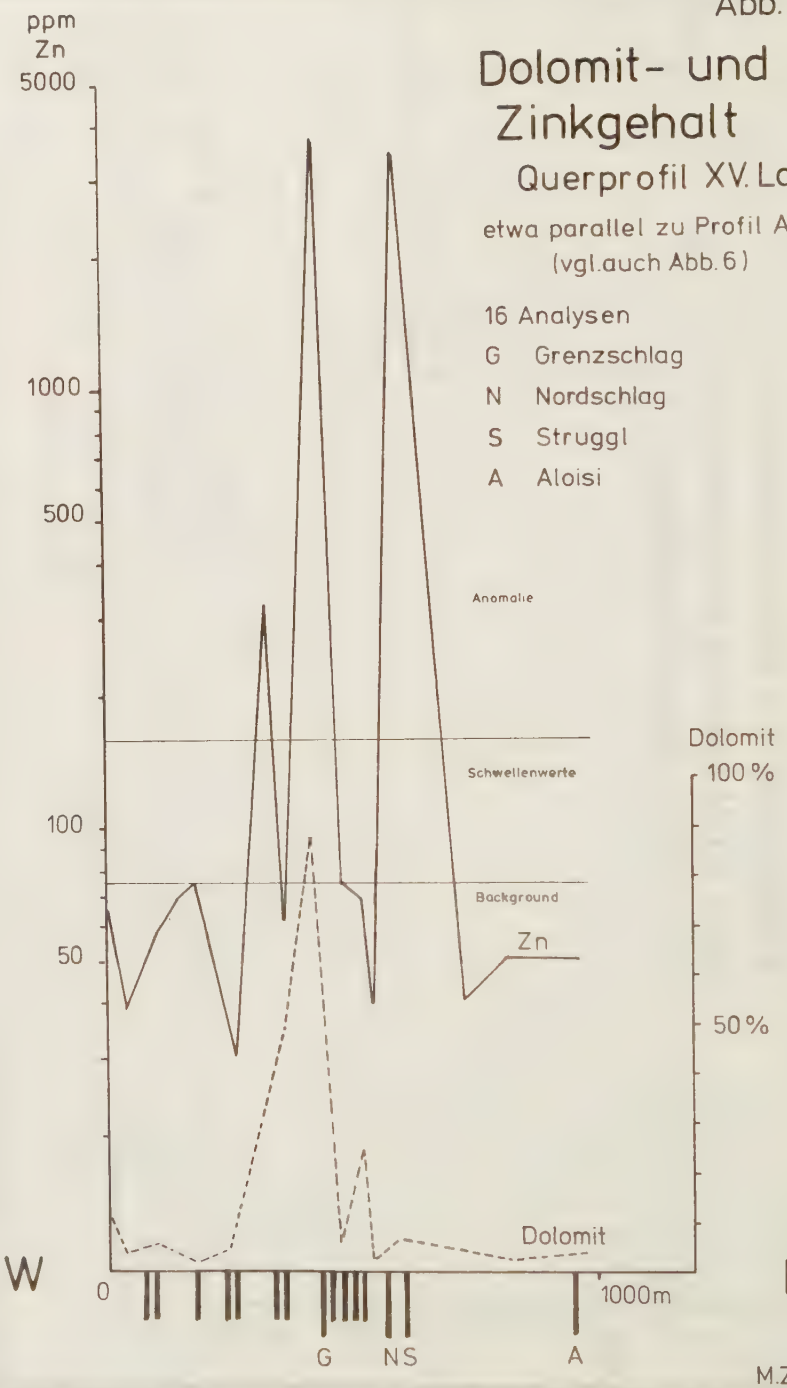
Abb. 21

Dolomit- und Zinkgehalt

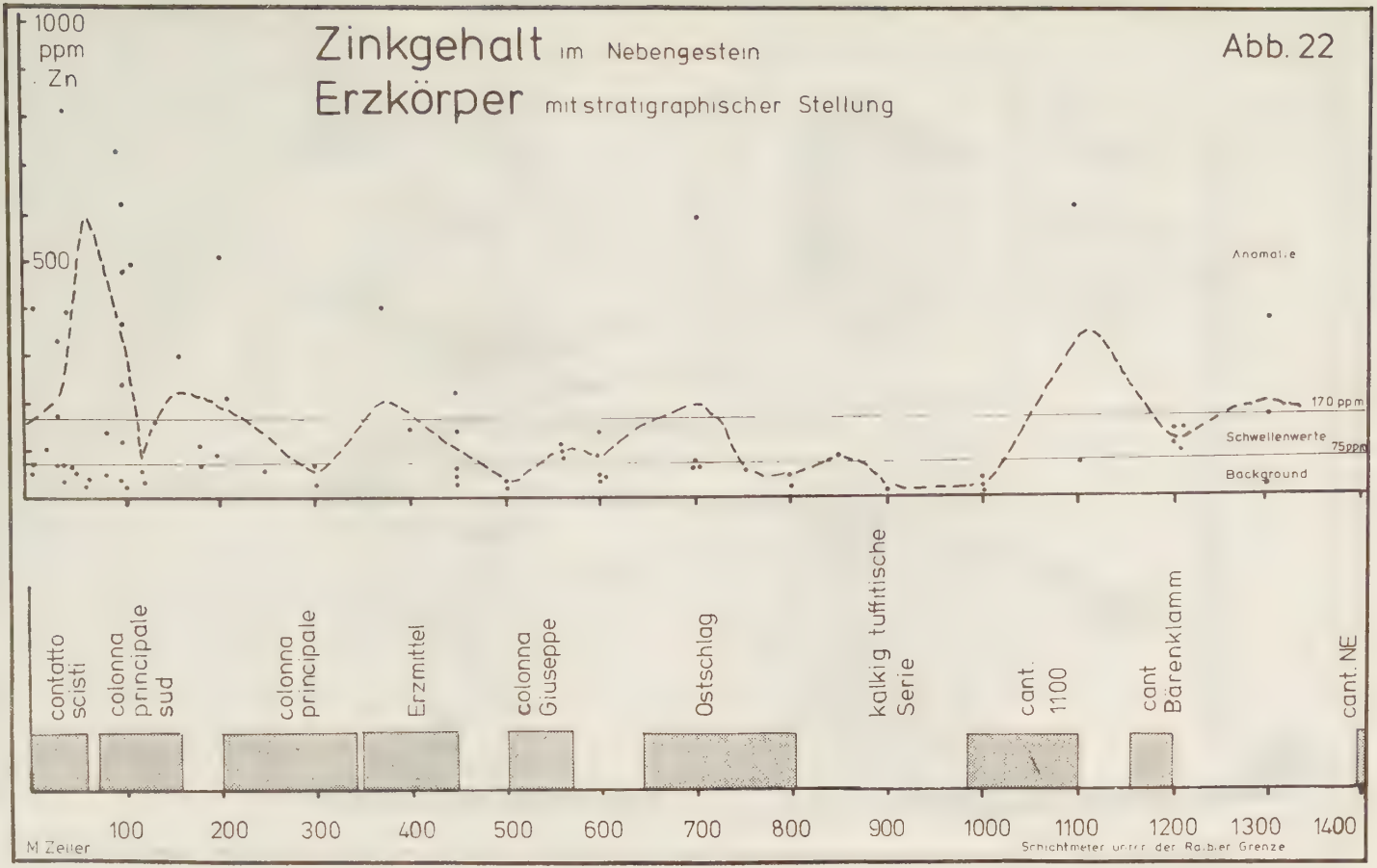
Querprofil XV. Lauf

etwa parallel zu Profil Abb.7
(vgl.auch Abb.6)

16 Analysen
G Grenzschlag
N Nordschlag
S Struggl
A Aloisi

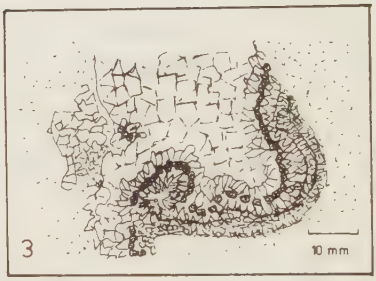


M.Zeller


1000
ppm
Zn
Zinkgehalt im Nebengestein
Erzkörper mit stratigraphischer Stellung
Abb. 22
500
Anomalie
170 ppm
Schwellenwerte
75ppm
Background
contatto scisti
colonna principale sud
colonna principale
Erzmittel
colonna Giuseppe
Ostschlag
kalkig tuffitische Serie
cant. 1100
cant Bärenklamm
cant. NE
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1100
1200
1300
1400
M Zeller
Schichtmeter unter der Raibler Grenze

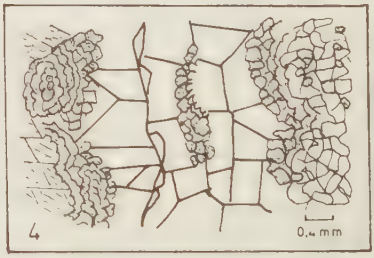
Diagenese und Vererzung

Sammelkristallisierter Riffkalk mit Relikten von Biomikrit



Zementierung eines primären Hohlraumes mit Kalzit- und Zinkblendelagen sowie grobspätigem Dolomit im Restlumen

Dolosparit
spätdiagenetischer Dolomit mit reliktischer ZnS



Kalzit, Zinkblende und Dolomit als spätdiagenetische Gangfüllung

M. Zeller

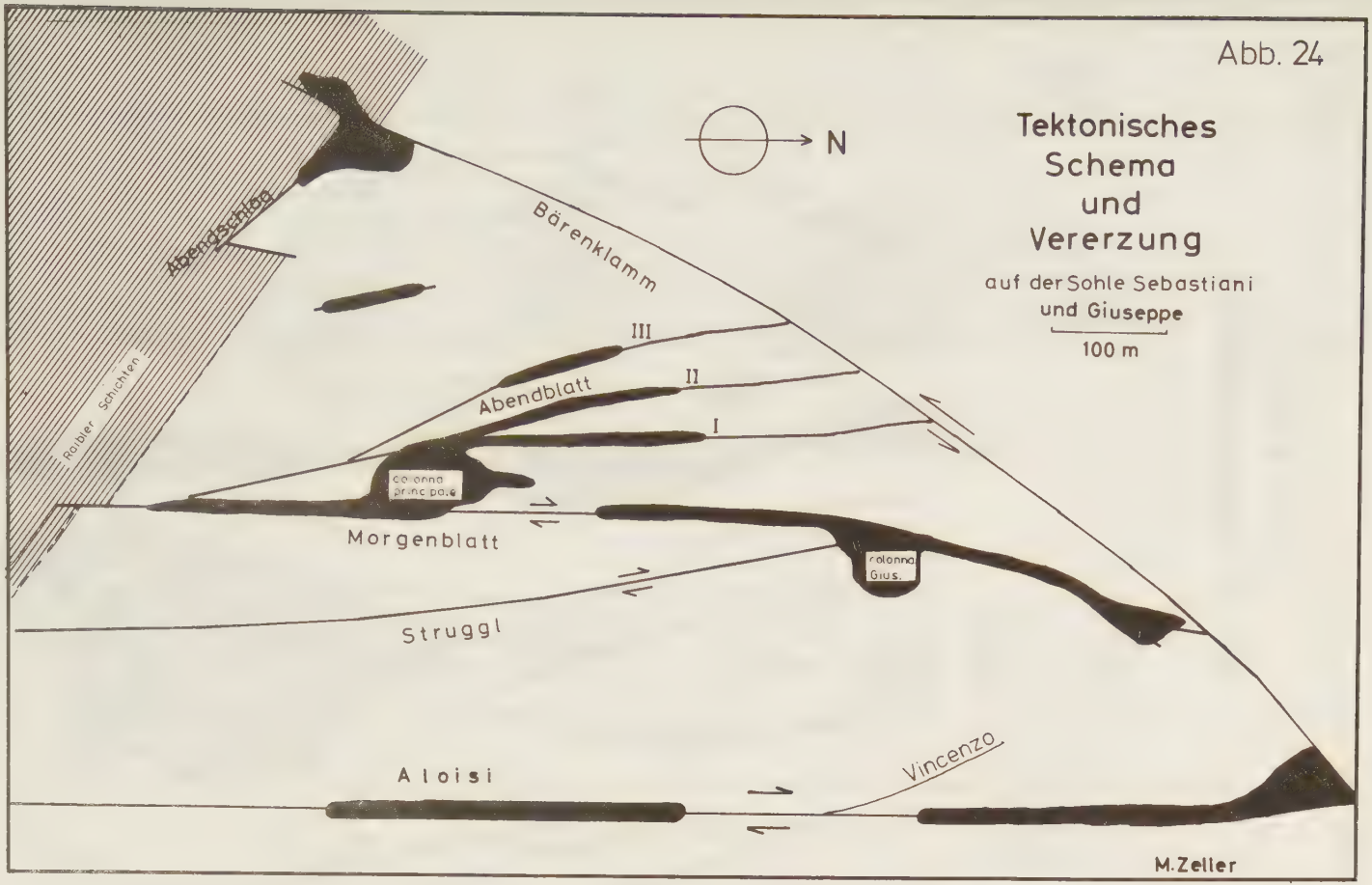
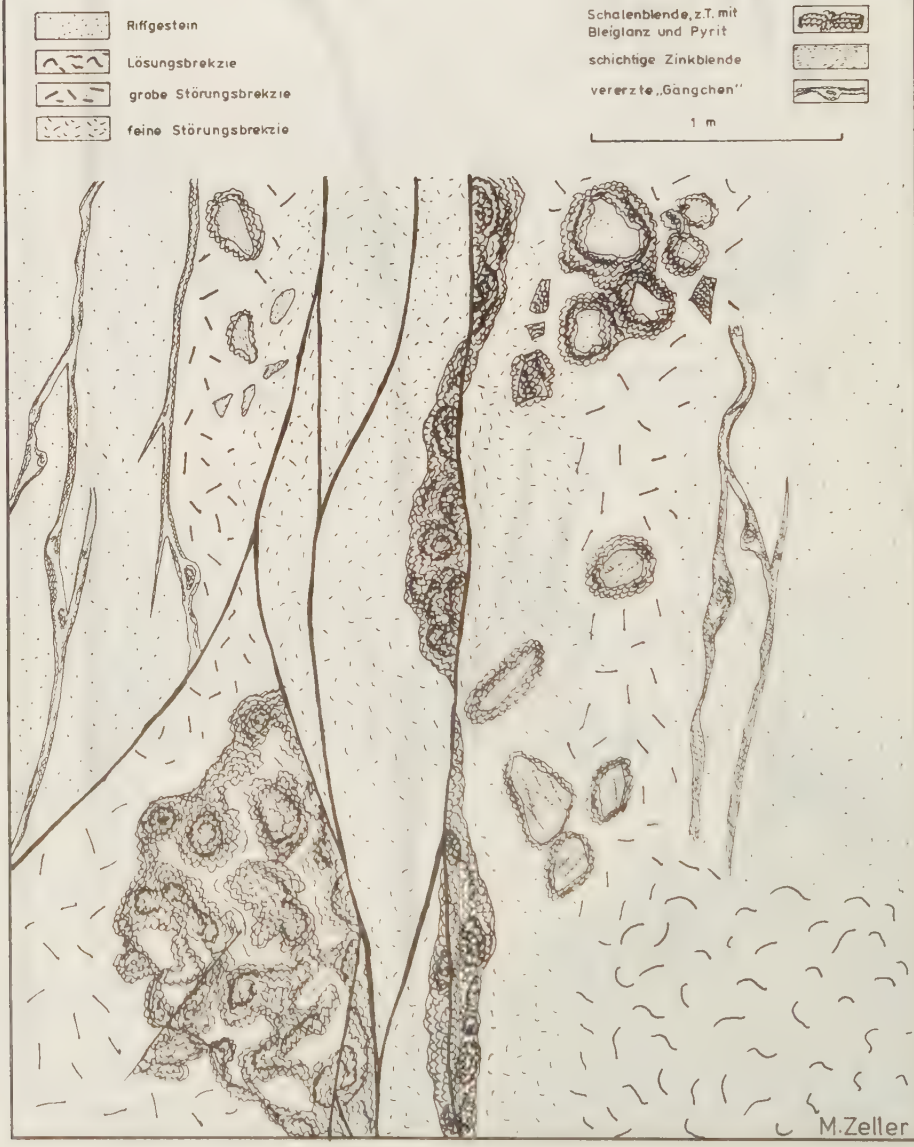


Abb. 24
Tektonisches Schema und Vererzung
auf der Sohle Sebastiani und Giuseppe
100 m
N
Abendschlag
Raibler Schichten
Bärenklamm
III
II
I
Abendblatt
colonna principale
Morgenblatt
colonna Gius.
Struggl
Aloisi
Vincenzo
M. Zeller

Abb. 25

Vererzung im Störungsbereich

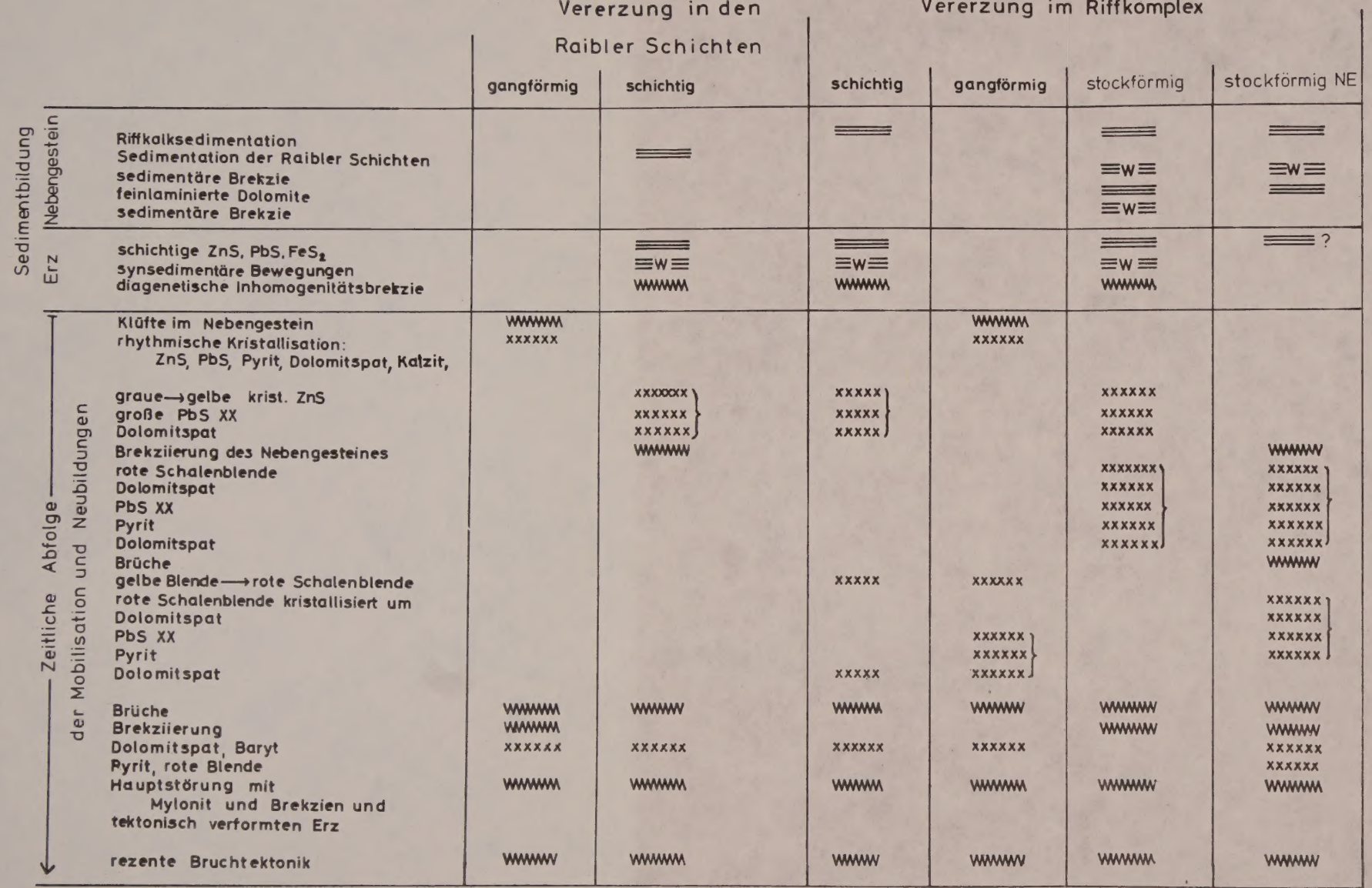
halb-schematisch



Paragenese und Tektonik

nach Beobachtungen im m- bis cm- Bereich

Abb. 26



M.Zeller

Urheberschutz nach DIN 34 vorbehalten

Abb. 25